



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۰، سال چهارم، شماره ۱۷

10.22077/JT.2022.4514.1117

بررسی لرزه خیزی و نوریخت زمین ساختی منطقه شمال فیروز کوه، محدوده تالار رود و بابل رود البرز

المیرا مصدق زاده^۱، میثم تدین^{۲*}

۱- دانشجوی دکتری تکنیک گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۳

چکیده

در این تحقیق بخش خاوری البرز مرکزی که در بین پهنه‌های گسلی فیروز کوه در جنوب و شمال البرز در شمال محدود شده و از نظر لرزه خیزی فعال و دارای شهرستان‌های رو به توسعه است، از دیدگاه لرزه خیزی و نوریخت زمین ساختی بررسی شد. یازده زیر حوضه زهکش در محدوده با امتداد کلی شمال خاوری - جنوبی باختری تا شمالی - جنوبی و یک زیر حوضه با امتداد خاوری - باختری شناسایی شدند. شاخص‌های فعالیت زمین ساختی تقعر و شیب نرمال رودخانه برای زیر حوضه‌های مورد بررسی به ترتیب ۰/۳۶-۱ و ۷۲-۲۸۸ است. زیر حوضه‌های شمالی و جنوبی دچار جابجایی‌های آبراهه و ایجاد رودشکن‌های متعدد شده‌اند. پهنه زمین ساختی با امتداد شمال خاوری - جنوب باختری محدود شده بین پهنه‌های گسلی زرینکوه - فیروز کوه، چاشم و اوریم از جنوب و گسل‌های بادرود و لرد از شمال میزبان لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر است. ضرایب لرزه خیزی a و b به ترتیب ۳/۸۴ و ۰/۸۵ محاسبه شد. فراوانی زمین لرزه‌ها در منطقه از بزرگای ۲/۴ در مقیاس ریشتر به سمت بزرگای ۴/۲ که بیشینه بزرگاست به صورت تصاعدی کاهش می‌یابد و نیز عمق تمرکز ۶۰/۷ درصد از زمین لرزه‌ها بین اعماق ۴/۵ تا ۱۰ کیلومتری قرار گرفته است. مقایسه شواهد صحرائی با محاسبات انجام گرفته بر مبنای شاخص‌های شیب نرمال و تقعر رودخانه در امتداد گسل‌های شمال البرز، فیروز کوه، لاله بند ایجاد رودشکن‌های متوالی که حاصل اثر مولفه شیب لغز گسل‌هاست را تایید می‌کند. نتایج نشانگر کاهش فعالیت نوریخت زمین ساختی و لرزه خیزی بخش میانی منطقه است در نتیجه برای توسعه محدوده شهری نسبت به بقیه بخش‌های محدوده پیشنهاد می‌گردد.

کلیدواژگان: البرز مرکزی، ریخت زمین ساخت، لرزه خیزی، رودشکن، گسل فیروز کوه و شمال البرز.

* ایمیل: m.tadayon@sci.ui.ac.ir

تلفن تماس: +۹۸۹۱۳۲۰۳۵۲۶۵



Neomorphotectonic and seismic study of the north Firuzkuh are, TalalrRud and BabolRud catchments, Alborz range

Elmira Mosadeghzadeh¹, Meisam Tadayon^{*}

PhD student in structural geology and tectonics at University of Isfahan, Iran¹

Assistant Prof. at Geology department of University of Isfahan, Iran²

Abstract

In this research, the seismicity and neomorphotectonics of the eastern part of the Alborz range, which is delimited by the North Alborz fault zone and Firoozkuh Fault zone to the north and south respectively, has been studied. Eleven sub drainage basins in the study area along with the general northeast-southwest north-south trend and a sub-basin along the eastern-west trend was identified. The stream gradient (K_{sn}) and stream concavity (θ) morphotectonic indexes for all sub basins were calculated where range between 0.36-1 for θ and 72-288 for K_{sn}. The northern and southern rivers of sub basins were tilted and several knickpoints were made by fault movements. A NE-SW striking fault zone with width of 15 kilometers, is confined between Zarkin-Firoozkooh, Chashm, and Orim fault zones in the south and Badroud and Lord faults in the north hosts the more magnificent earthquakes that have been occurred. a and b value were calculated to 3.84 and 0.85, respectively. The magnitude of earthquakes is between 2.4 to 4.2 values and the concentration depth of 60.7 percent of earthquakes is between 4.5 to 10 kilometers. Comparison of field evidence with calculations based on K_{sn} and θ indicators along North Alborz, Firuzkuh, Nord, LaleBand, and other fault branches, creating consecutive knickpoints from their activity is confirmed. Our results reveal low signals of neomorphotectonic and seismic activity in the middle part of the study area, which we would recommend for development of the urban compared to rest of the region.

Keywords: Central Alborz, Neomorphotectonic, seismicity, Knickpoint, North Alborz and Firuzkuh Fault

[†] Email: m.tadayon@sci.ui.ac.ir
Tel:+989132035265

مقدمه

مطالعات ترکیبی نوربخت زمین ساختی و لرزه‌ای که با مطالعات میدانی صحت سنجی شود در مناطق لرزه خیز نه تنها سبب شناخت زمین ساخت فعال آن می‌شود بلکه با فراهم آوردن اطلاعات پایه قابل استناد برای برنامه ریزی شهری سازمان‌های تصمیم گیرنده، موجب کاهش چشمگیر خطرات ناشی از وقوع رویدادهای ناگهانی زمین‌لرزه‌ای و خسارات ناشی از آن خواهد شد (Keller and Pinter, 2002).

تحقیقات نوربخت زمین‌ساختی اخیر بر توصیف کمی فرآیندها و شکل‌های سنگ بستر کانال و رودخانه‌ها متمرکز شده است (Tinkler and Wohl, 1998) به گونه‌ای که تجزیه و تحلیل شیب و پروفیل طولی رودخانه ابزاری ارزشمند جهت مطالعه و اندازه گیری برخاستگی واحدهای سنگی در مناطق تغییر شکل یافته فعال است (Hack, 1957., Kirby and Whipple, 2001., Snyder et al., 2000). رودها به عنوان یکی از عوامل شکل دهنده ریخت زمین به سرعت و به طور پیوسته به تغییر شکل حاصل از تکنونیک فعال در سطح زمین که بازتاب کننده تغییرات جزئی در توپوگرافی است واکنش نشان می‌دهند و تغییر می‌کنند (Holbrook and Schumm, 1999; Jain and Sinha, 2005).

منطقه مورد مطالعه با وسعتی بالغ بر ۲۶۴۳ کیلومتر مربع در بخش میانی تا خاوری البرز مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). هم‌چنین این منطقه شامل بخش‌هایی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، کیاسر، قائم‌شهر و فیروزکوه است. منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی ساختمانی - رسوبی ایران (Stocklin, 1968) در البرز، در زیرپهنه جنوبی - مرکزی، شمالی - مرکزی و در بین عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}41'40''$ و $36^{\circ}21'05''$ درجه شمالی هم‌چنین بین طول‌های جغرافیایی $52^{\circ}16'13''$ و $50^{\circ}53'25''$ درجه خاوری قرار گرفته است. لرزه‌خیزی این منطقه از بخش خاوری البرز مرکزی از موضوع‌های حائز اهمیت در حوضه مطالعاتی نوربخت زمین ساختی و هم‌چنین از دغدغه‌های اصلی ساکنین این مناطق می‌باشد.

بخش خاوری پهنه زمین ساختی البرز مرکزی که از نظر لرزه خیزی فعال است، به واسطه دارا بودن توپوگرافی مرتفع و بارش‌های مناسب حوضه‌های زهکشی متعددی در آن توسعه یافته‌اند (Jaberi et al, 2018; Taesiri et al, 2020; Rashidi, 2021) که سبب مستعد کردن این منطقه جهت بررسی نوربخت زمین ساختی شده است. در این پژوهش از ترکیب مطالعات نوربخت زمین ساختی و لرزه‌ای با مطالعات میدانی در مناطق لرزه خیز شمال فیروزکوه (محدوده تالار رود)، سعی در شناخت گسل‌های فعال منطقه شده است. بدست آوردن برآوردی عددی از نظر میزان فعالیت منطقه مورد نظر، دیگر هدف اصلی این پژوهش خواهد بود.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در کوهزاد البرز

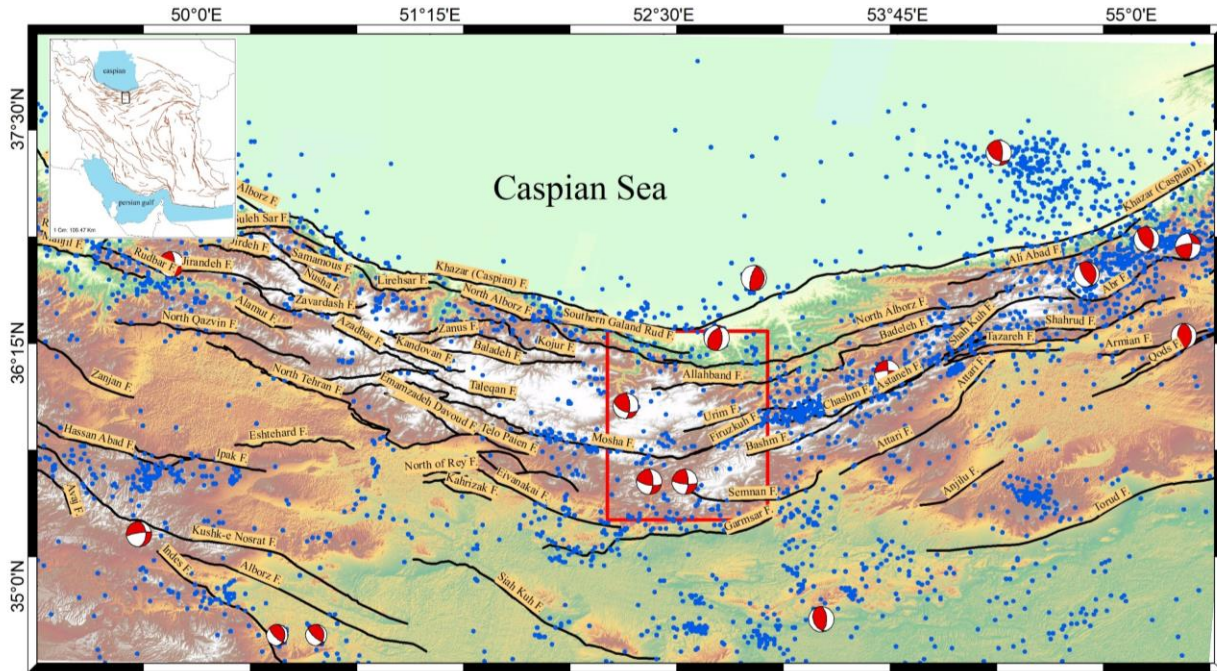
سرزمین ایران با دارا بودن دو کمربند کوهزایی البرز در شمال و زاگرس در باختر در بخش میانی کوهزاد فعال آلپ-همیالیا قرار گرفته است. کمربند کوهزایی فعال البرز از شمال به بلوک فرورفته خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود (شکل ۱). لرزه‌خیزی رشته کوه‌های البرز نشان‌گر ادامه جنبش‌های کوهزایی در این گستره است (Berberian et al, 1981). طول تقریبی البرز ۱۰۰۰ کیلومتر و پهنای آن بین ۵۰ تا بیش از ۱۰۰ کیلومتر متغیر است. البرز دارای ساختاری پشته‌ای متشکل از ورقه‌های تراستی و مایل لغز محدود بین گسل‌های امتداد لغز فشارشی تحت تغییر شکل ترا فشارشی می‌باشد (Guest et al, 2006; Ballato et al, 1991; Harland, 1971., Vauchez and Nicolas, 2013).

اگرچه زمین ساخت فعال گسستگی آرام پوسته زمین است که امکان دارد به سازه‌های انسانی صدمه بزند، ولی بیشتر فرآیندهای زمین ساختی فعالی که قادر هستند رویدادهای ناگهانی به وجود آورند اهمیت دارند.

از دید چینه‌شناسی و زمین‌ساختی، رشته کوه البرز به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری بخش‌بندی می‌شود. البرز باختری از رودخانه آستارا چای تا دره سپیدرود، البرز مرکزی از دره سپیدرود تا دره فیروزکوه و رود تالار، و البرز خاوری از دره فیروزکوه تا گرگان‌رود و مرز خراسان کشیده شده است. البرز

پهنه‌های گسلی اصلی کنترل کننده آناتومی منطقه مورد مطالعه به ترتیب از شمال به جنوب گسل‌های شمال البرز، اوریم، چاشم و فیروزکوه هستند (شکل ۱) که در زیر به توصیف ویژگی‌های آنها پرداخته شده است.

بختری بخش مهمی از کوه‌های تالش را در برمی گیرد. این کوه‌ها از گردنه حیران تا باختر شهرستان هشتیر کمابیش به خط راست به سمت جنوب سپس به سوی جنوب‌خاوری امتداد یافته و در جنوب شهرستان رشت به دره سپیدرود می‌پیوندد (آقنابتی، ۱۳۸۳) (شکل ۱).



شکل ۱. تصویر مدل رقومی ارتفاعی کوهزاد البرز به همراه گسل‌های اصلی (خطوط سیاه) و پراکندگی فضایی لرزه‌های دستگاهی ثبت شده از سال ۲۰۰۶ به بعد (مرجع لرزه‌ها: موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و سازو کار کانونی زمین لرزه‌ها از سال ۲۰۱۲ تا سال ۲۰۱۹). محدوده مورد مطالعه با کادر قرمز مشخص شده است.

است که روند‌های ساختاری مهمی را از خود به نمایش می‌گذارند. به گونه‌ای که اصلی‌ترین روند پس از راستای عمومی پهنه گسل شمال البرز است. سازوکار این گسل‌ها هم بیشتر معکوس است. این در صورتی است که راستای عمومی آنها عمود بر راستای اصلی پهنه گسل شمال البرز بوده است. فراوانی این گسل‌ها از مرکز پهنه گسل شمال البرز رو به خاور آن کاهش چشمگیری یافته است. گسل‌های عادی متعددی به موازات گسل شمال البرز قرار دارند و به گونه‌ای که در ناحیه روستای سنگچال در خاور دره هراز زمین لغزش‌های زیادی دیده می‌شود که با ساختارهای کششی فراابوم و فروابوم در رسوبات یخچالی و پس از یخچالی هولوسن مشخص می‌شوند (Nazari and Ritez, 2008).

* گسل شمال البرز با طول ۵۰۰-۵۵۰ کیلومتر (آقنابتی، ۱۳۸۳)، ۴۰۰ کیلومتر (نبوی، ۱۳۵۵)، این گسل از انتهای خاوری خود در جنوب گرگان تا انتهای باختری خود در ناحیه لاهیجان در حدود ۴۲۷ کیلومتر درازا دارد (قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳). این گسل دارای راستای خاوری-باختری داشته و به دلیل خمش به سمت جنوب، بخش میانی آن سیمای کمابی دارد. شیب صفحه این گسل به سمت جنوب (نبوی، ۱۳۵۵، Alavi, Berberian, 1983; Nazari and Ritez, 2008) است. سازوکار این گسل از نوع رانندگی است. جنبش راستالغز چپ‌بر همراه با مولفه معکوس با شیب به سوی جنوب است (طیسی و عباسی، ۱۳۸۱).

نکته مهم در بررسی ساز و کار پهنه گسل شمال البرز وجود گسل‌هایی با راستای شمال-جنوبی در بخش‌های مرکزی این پهنه

واحد‌های قدیمی پرکامبرین بالایی تا کرتاسه شامل سنگ‌های مربوط به سازندهای کهر، باروت، زاگون، لالون، میلا، جیرو، روته، الیکا، لار و تیزکوه در شمال و واحدهای مارن، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های اتوسن در جنوب است. هم‌چنین در پایانه خاوری خود نیز واحدهای شیل و ماسه‌سنگی سازند شمشک به سن مزوزوئیک را بر روی مجموعه واحدهای مارن و آهکی اتوسن قرار داده است (نبوی، ۱۳۶۶).

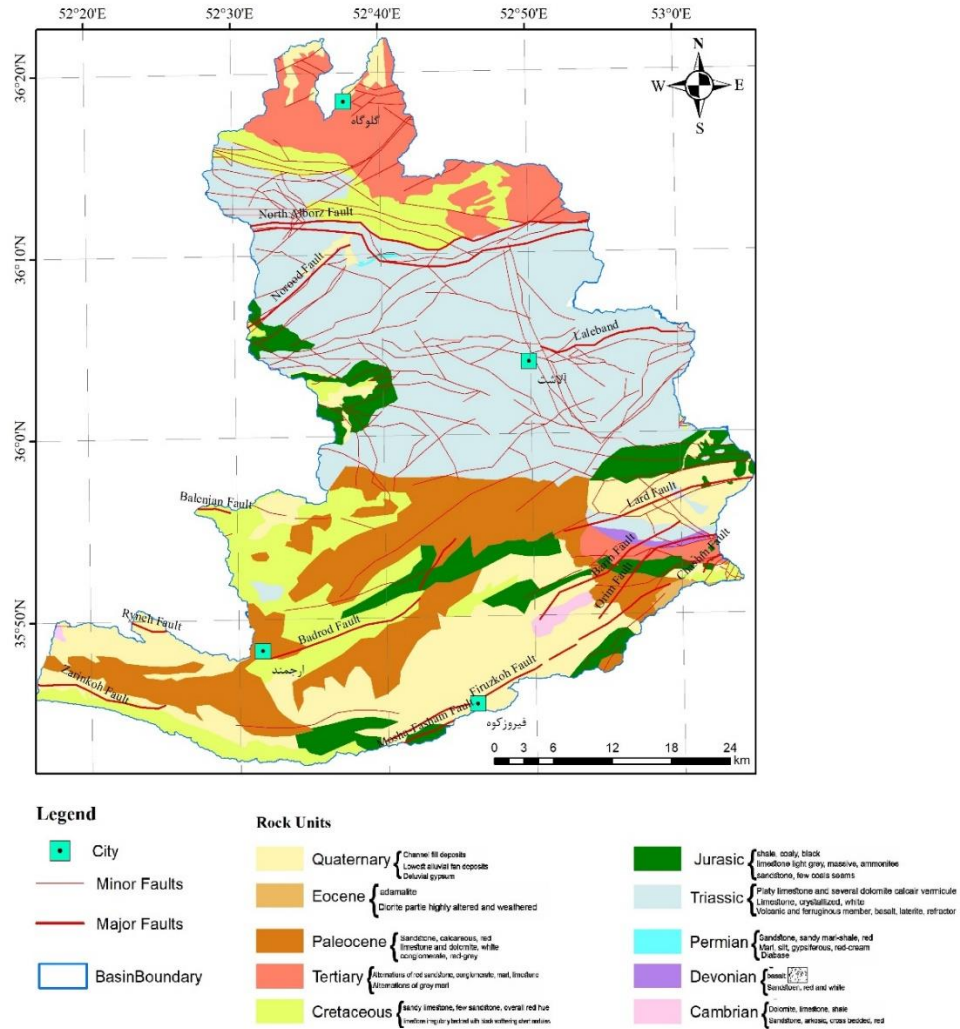
به نظر می‌رود زمین‌لرزه بامداد جمعه ۱۱ بهمن ۱۳۹۲ در موقعیت و مرکز $35/95$ شمالی و $53/30$ شرقی و عمق ۱۰ کیلومتری سطح زمین در اثر فعالیت این گسل بوده که در همان سال چندین بار زمین‌لرزه‌هایی را به وجود آورده است.

* گسل فیروزکوه که از ۱ کیلومتری جنوب فیروزکوه عبور می‌کند، با طول تقریبی ۷۰ کیلومتر دارای راستای شمال خاوری- جنوب باختری و شیب به سوی جنوب خاور است (بربریان و قرشی، ۱۳۶۸) (شکل ۱). در مورد سازوکار این گسل نظرات متفاوتی ارائه شده که بدین شرح است: راندگی با شیب به سوی جنوب خاور (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵)، راستالغز چپ‌بر (Allen et al, 2003; Jackson et al, 2002)، مایل لغز با مولفه امتدادلغز چپ بر و مولفه شیب لغز عادی (Ritz et al, 2006). گسل‌های چاشم، فیروزکوه و مشاهمگی در یک راستا قرار دارند و به نظر می‌رسد که پیوستگی احتمالی آن‌ها بر ویژگی‌های جنبشی این گسل‌ها نیز تاثیرگذار باشد (شکل ۱). این گسل بر اساس توان لرزه‌خیزی از جمله گسل‌های لرزه‌زا محسوب می‌گردد. به نظر می‌رسد که زمین‌لرزه ۲۰ ژانویه ۱۹۹۰ میلادی گدوک با بزرگای سطحی $5/8$ و شدت ۷ در راستای این گسل باشد (با توجه به حفر ترانشه بر روی گسل فیروزکوه چهار تا شش زمین‌لرزه قدیمی با بزرگای گشتاوری $6/7$ تا $7/5$ را در امتداد این گسل نشان می‌دهد) (Nazari, 2006).

در حال حاضر گسل البرز از نظر لرزه‌خیزی بسیار فعال به نظر می‌رسد؛ زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی کیاسر (چهاردنگه فریم) با بزرگای سطحی $6/8$ و شدت ۸، زمین‌لرزه ۱۳۰۱ میلادی (فریم)، زمین‌لرزه ۱۶۸۶ مازندران، زمین‌لرزه ۱۸۰۵ هراز، زمین‌لرزه ۱۸۰۹ میلادی آمل، زمین‌لرزه مارس ۱۹۳۵ تالارود، زمین‌لرزه آوریل ۱۹۴۵ کسوت، زمین‌لرزه ۱۹۷۵ سنگچال با بزرگای سطحی $6/8$ ، زمین‌لرزه آگوست ۱۹۷۱ بابل کنار، زمین‌لرزه ۱۹۸۵ نومل تاشی با بزرگای سطحی ۶، زمین‌لرزه سپتامبر ۱۹۹۲ قائمشهر-بابل (شاه-پسندزاده و زارع، ۱۳۷۴)، زمین‌لرزه ۱۹۹۹ هزار جریب با بزرگای گشتاوری $4/8$ (Nazari and Ritez, 2008).

* گسل اوریم (خطیرکوه) با طول حدود ۶۴ کیلومتر و راستای شمال خاوری - جنوب باختری و شیب به سوی شمال خاور دارای سازوکاری معکوس با مولفه چپ‌بر می‌باشد (شکل ۱) (نبوی، ۱۳۶۶). این گسل که در گستره سمنان قرار گرفته است بیشینه جابه‌جایی شاقولی نزدیک به ۱۰۰۰ متر دارد. این گسل در بخش خاوری خود مرز زمین‌ساختی میان واحدهای مارن و سنگ‌ماسه-ای اتوسن و واحدهای سازند شمشک را ساخته و در بخش باختری، واحدهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک را بریده است. گسل اوریم به موازات گسل‌های الله‌آباد و شمال البرز در شمال و گسل فیروزکوه در جنوب قرار دارد. این گسل نسبت به چین-خوردگی‌های اطراف خود به صورت طولی می‌باشد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). هیچگونه داده سنی و یا لرزه‌خیزی از این گسل در دست نیست (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

* گسل چاشم (هیکو) با طول تقریبی ۴۰ کیلومتر دارای راستای خم‌دار خاوری - باختری و شیب به سمت شمال می‌باشد (شکل ۱) (نبوی، ۱۳۶۶). این گسل در شمال شهر شه‌میرزاد واقع شده است و بیشینه جابه‌جایی شاقولی آن نزدیک به ۴۰۰۰ متر است (نبوی، ۱۳۶۶). گسل چاشم در واقع مرز زمین‌ساختی بین مجموعه



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه در خاور البرز مرکزی.

در مورد نوع و میزان فعالیت زمین ساختی منطقه و شدت لرزه خیزی آن در دست قرار دهد. گسل ها که از ساختارهای زمین ساختی اصلی تخلیه انرژی در پوسته زمین هستند، مهمترین چشمه های لرزه ای در هر ناحیه فعال زمین ساختی می باشند و در محاسبات خطر زمین لرزه لازم به شناسایی و معرفی گسل های منطقه مورد نظر نیز است. از سوی دیگر ترسیم نیم رخ طولی رودخانه و تعیین موقعیت رودشکن ها (Knickpoint) و تغییرات مکانی در اثر بالا آمدگی سنگ ها بر تقاطع پروفیل های سنگ بستر رودخانه در محدوده برش با استفاده از قدرت جریان می توان به بررسی کمی تغییرات زمین ساختی پرداخت (Hayakawa and Oghuchi, 2001)، هم چنین تجزیه و تحلیل پروفیل های جریان در

روش تحقیق

به طور معمول اگر رودها تحت تاثیر زمین ساخت فعال نباشند یک نیم رخ طولی در حال تغییر را تشکیل می دهند، اما در صورت افزایش فعالیت زمین ساخت منطقه بخش هایی در طول رود دارای تغییر شیب ناگهانی می شوند که در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و مقایسه اطلاعات حاصله با مشاهدات صحرائی صورت گرفته در تعیین مناطق فعال زمین ساختی اغلب منطبق می باشد (Kirby and Whipple, 2001). از طرفی فعالیت های زمین ساختی شدید در یک منطقه به صورت زمین لرزه هایی با بزرگای متفاوت بروز می کند به طوری که مطالعه و تحلیل این زمین لرزه ها در کنار مطالعات زمین ساخت فعال در منطقه می تواند اطلاعات سودمندی

1998). اما تا مقدار ۱/۱ نیز در برخی کانال‌ها اندازه‌گیری شده است (Sklar and Dietrich, 1998). هرگونه تغییر در مقدار شاخص تقعر باعث تغییرات گسترده‌ای در مقدار شاخص شیب می‌شود. برای تعدیل میزان تقعر و مقایسه شیب‌های رودهای مختلف با یکدیگر، مقدار شاخص شیب با توجه به شاخص تقعر مرجع (θ_{ref}) نرمال شده است (Kirby and Whipple, 2001). به منظور اعتبار بخشیدن بیشتر به نتایج، شاخص شیب نرمال شده K_{Sn} ، با مقدار شاخص تقعر مرجع که ۰/۴۵ می‌باشد، محاسبه گردیده است. مقدار شاخص شیب نرمال شده با مقدار شاخص تقعر مرجع که ۰/۴۵ می‌باشد به طور میانگین در فاصله ۳ تا ۵۰ کیلومتری در رودخانه متعادل ۲۰-۶۰۰ می‌باشد (Kirby and Whipple, 2001).

در مناطقی که به ازای طول کوتاهی از رود تغییر ارتفاعی زیادی وجود دارد (تغییر شیب ناگهانی بستر رودخانه)، انتظار وجود یک رودشکن می‌رود. از آنجا که رابطه قوی بین شاخص تقعر رود (θ) و شاخص شیب نرمال (k_{sn}) وجود دارد، هرگونه تغییر یا عدم قطعیت در θ تعیین شده می‌تواند منجر به تغییرات زیاد در k_{sn} شود. برای خنثی کردن این رابطه و به دست آوردن مقیاس‌های قابل نمایش بیشتر بین منحنی رود زیرحوضه‌های مختلف، از شاخص تساوی خلوص مرجع (θ_{ref}) استفاده می‌شود ($\theta_{ref} = 0.45$) که به طور منظم به عنوان متعادل کننده در مطالعات مشابه ژئومورفولوژی در نظر گرفته شده است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). در این روش، برای استخراج رودشکن از روش بررسی نیم‌رخ طولی و تعیین رودشکن استفاده شده است (Kirby et al., 2007) به این ترتیب که در هر زیرحوضه نیم‌رخ طولی با استفاده از مدل ارتفاع رقومی DEM (با دقت مکانی ۳۰ متر) منطقه مورد مطالعه و سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS و در نرم‌افزار MATLAB استخراج شد و محل رودشکن‌ها در هر نیم‌رخ طولی بر اساس مطالعات (Pederson and Tressler, 2012; Pavano et al., 2016; Gallen and Wegmann, 2016) مشخص گردید.

با توجه به مطالب مذکور، به منظور بررسی نو ریخت زمین ساخت محدوده تالار رود و بابل رود، ابتدا برای تعیین محل

شرایط بارگذاری سنگ غیر یکنواخت امکان ارزیابی مستقیم پارامترهای مدل را فراهم می‌کند (Keller and Whipple, 2001). شایان ذکر است که تجزیه و تحلیل شیب و پروفیل طولی رودخانه ابزاری ارزشمند به منظور بررسی کمی میزان بالآمدگی سنگ‌ها در مناطق فعال زمین ساختی است (Hack, 1957; Kirby and Whipple, 2001; Snyder et al., 2000).

تغییرات ریخت شناسی در طول رودخانه برای اولین بار توسط (Hack, 1957) رابطه طول و مساحت رودخانه بیان شد ($A = K_s L^h$). در این رابطه، A مساحت رودخانه، L طول رودخانه و K_s ضرایب تجربی هستند. به طور معمول، در حالت پایدار نیم‌رخ رودخانه در تعادل با شرایط آب و هوا، سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه است. نیم‌رخ رودخانه در حالت پایدار براساس رابطه بین شیب کانال S و مساحت بالادست حوضه A ارائه می‌شود که به عنوان قانون فلینت (Flint's law) معرفی می‌شود (Flint, 1974): $S = k_s A^{-0.5}$. در این رابطه، S مقدار شیب، k_s شاخص شیب، A مساحت و θ شاخص تقعر است. متفاوت بودن مقادیر شاخص شیب k_s در طول رودخانه نشان‌دهنده‌ی تغییر در میزان بریدگی رودخانه به دلیل متغیر بودن فرسایش‌پذیری رسوبات کف کانال و یا بالآمدگی سنگ بستر است (Kirby et al., 2003). مطالعات تجربی بسیاری نشان‌دهنده‌ی رابطه مستقیم بین مقدار شاخص شیب (K_s) و نرخ فرسایش یا بالآمدگی سنگ بستر در حالت پایدار سیستم رودخانه‌ای است: $K_s = (E/K)^{1/n}$. در این رابطه نیز، E بالآمدگی سنگ بستر، K نشان‌دهنده‌ی ضریب فرسایش بوده که به شرایط آب و هوایی و سنگ‌شناسی منطقه بستگی دارد و n توان مثبتی در ارتباط با فرآیند غالب فرسایشی منطقه است (Whipple and Tucker, 1999; Kirby et al., 2003; Safran et al., 2006; Wobus et al., 2005). این رابطه کمی به خوبی نرخ متفاوت بالآمدگی منطقه در نواحی با نیم‌رخ پایدار رودخانه که حفر عمودی رودخانه مقدار بالآمدگی را متعادل می‌کند را نشان می‌دهد (Kirby and Quimet, 2011). رابطه قوی بین میزان تقعر θ و شاخص شیب K_s وجود دارد. میزان تقعر معمولاً بین ۰/۳ تا ۰/۶ متغیر است (Willgoose et al., Hack, 1957; Flint, 1974; Tarboton et al., 1990; Moglen and Bras, 1995;

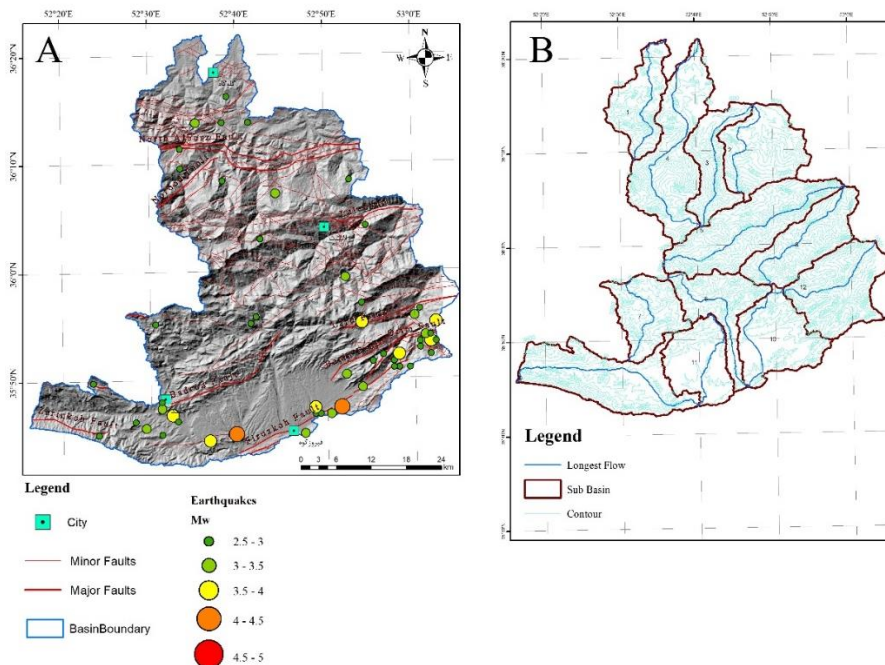
تنش در حجم چشمه داشته باشند و در نتیجه پس لرزه‌ها ایجاد می‌گردند. معمولاً پس لرزه‌ها بلافاصله پس از زمین لرزه اصلی شروع می‌شوند و در کل حجم چشمه پراکندگی فضایی هستند. فراوانی پس لرزه‌ها به سرعت کاهش می‌یابد (زارع، ۱۳۸۸). به همین خاطر به منظور بررسی لرزه‌های اصلی یک منطقه باید پس لرزه‌ها حذف شوند. بدین منظور، با استفاده از نرم افزار MATLAB و افزونه Zmap به تجزیه و تحلیل این زمین لرزه‌ها از نقطه نظر رویدادهای وابسته به زمین لرزه‌های اصلی و ارتباط آن‌ها با هم پرداخته شده است. در انتها ارتباط بین گسل‌های منطقه و نوع فعالیت لرزه‌ای و فعالیت زمین ساختی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

ضرایب لرزه‌خیزی a-value و b-value برای برآوردهای خطر زمین لرزه با اهمیت هستند. به طوری که برای تعیین لرزه‌خیزی هر منطقه به سه پارامتر بیشینه زمین لرزه محتمل، ضرایب لرزه‌خیزی و نرخ رویداد زمین لرزه‌ها نیاز است. برای تعیین ضرایب لرزه‌خیزی در یک منطقه چندین روش متداول (کمپل-بزرگ‌نیا، III,I,S، روش گوتنبرگ-ریشر و کیکو-سلبول) تاکنون پیشنهاد شده است.

رودشکن‌ها شاخص طول - شیب اندازه‌گیری شده است، سپس با استفاده از تغییرات شیب در امتداد طولی رودخانه‌ها نرخ تغییر شیب و رودشکن‌ها مشخص شده است.

در ادامه، به منظور بررسی زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه و استخراج اطلاعات تحلیلی از آن ابتدا کاتالوگ زمین لرزه‌های دستگاهی منطقه استخراج گردید. زمین لرزه‌های دستگاهی مورد استفاده در گستره مورد مطالعه شامل تمامی زمین لرزه‌های گزارش شده توسط مراجع داخلی و خارجی معتبر در بازه زمانی سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ می‌باشد که در سه نوع زمین لرزه‌های کوچک، زمین لرزه‌های متوسط و زمین لرزه‌های بزرگ مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۳).

پس لرزه‌ها مجموعه‌ای از زمین لرزه‌های کوچک هستند که پس از زمین لرزه‌های بزرگ اصلی رخ می‌دهند و مربوط به جابجایی سطح گسل‌ها روی زمین هستند. زمین لرزه بزرگ که لرزه اصلی نامیده می‌شود با جابجایی لحظه‌ای خود باعث ایجاد تغییر در یک سیستم پیچیده می‌شود. مناطق درون پهنه گسلی یا اطراف آن، ممکن است لازم باشد تغییر را به علت وضعیت جدی



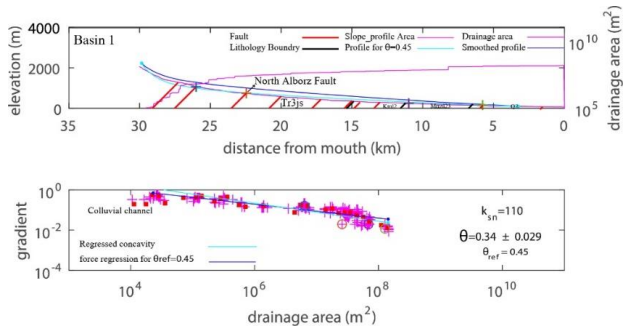
شکل ۳. A: تصویر Hillshade از منطقه به همراه گسل‌ها و زمین لرزه‌های دستگاهی. B: زیر حوضه‌ها و بزرگترین آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه.



یافته‌های این پژوهش

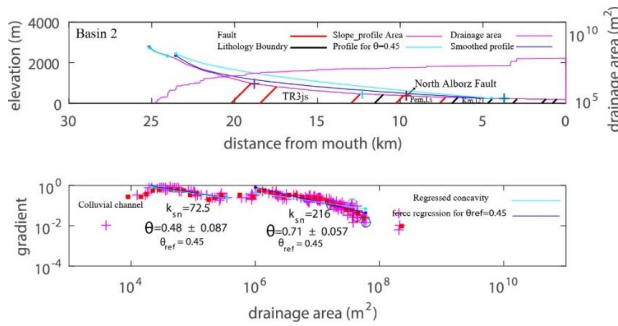
نتایج نوربخت زمین ساختی

زیرحوضه شماره ۱: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۶۱/۱ کیلومتر مربع در شمال باختر منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 1). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.29 ± 0.34 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۱۰ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۴).



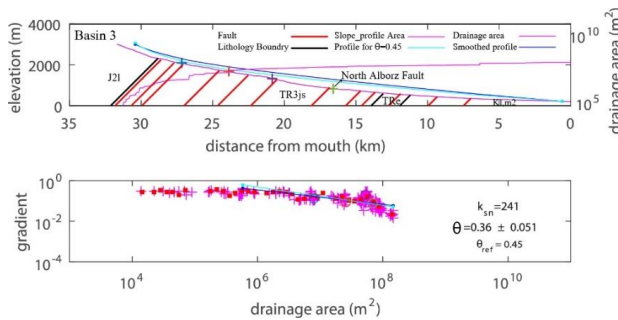
شکل ۴. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیرحوضه ۱.

زیرحوضه شماره ۲: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۲۱۸/۶ کیلومتر مربع در شمال خاوری منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 2). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.57 ± 0.71 و 0.87 ± 0.48 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۲۱۶ و ۷۲/۵ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۵).



شکل ۵. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیرحوضه ۲.

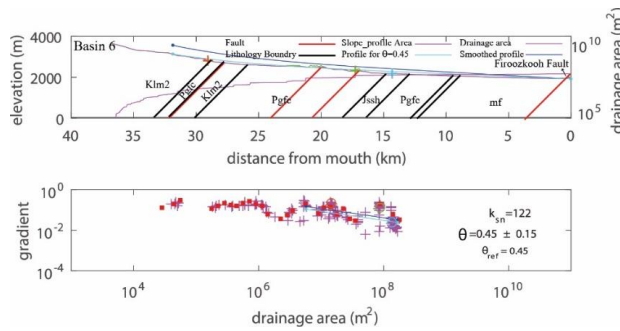
زیرحوضه شماره ۳: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۵۰/۱ کیلومتر مربع در شمال منطقه مورد مطالعه واقع شده است و کوچکترین زیرحوضه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۶: Basin 3). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.51 ± 0.36 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۲۴۱ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۶).



شکل ۶. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیرحوضه ۳.

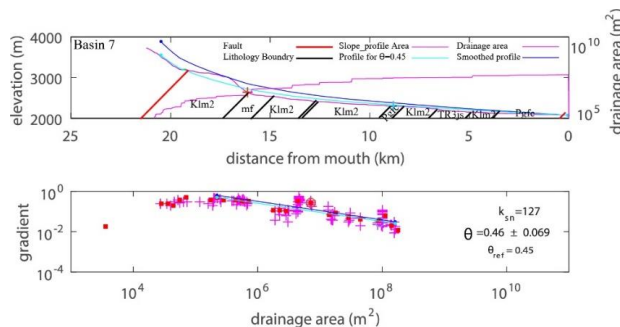
زیرحوضه شماره ۴: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۳۲۵/۳ کیلومتر مربع در شمال منطقه مورد مطالعه واقع شده است و بزرگترین زیرحوضه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۶: Basin 4). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.12 ± 0.76 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص

شده است (شکل ۱۶: Basin 6). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.15 ± 0.45 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۲۲ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۹).



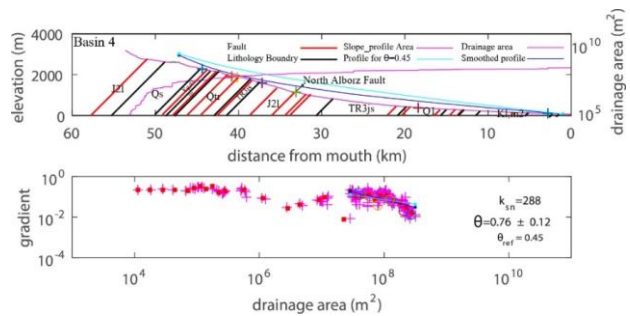
شکل ۹. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۶.

زیرحوضه شماره ۷: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۶۵/۶ کیلومتر مربع در باختر منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 7). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.069 ± 0.46 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۲۷ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۰).



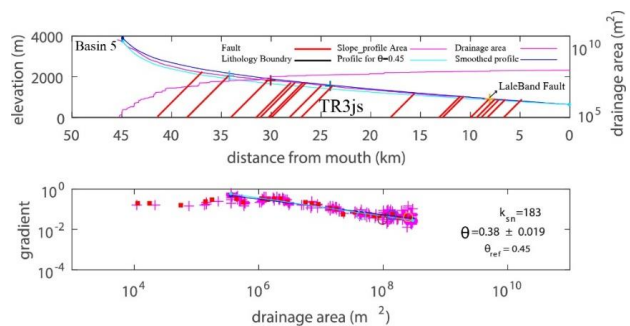
شکل ۱۰. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۷.

شیب نرمال رودخانه ۲۸۸ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۷).



شکل ۷. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۴.

زیرحوضه شماره ۵: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۳۰۵/۹ کیلومتر مربع در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل ۱۶: Basin 5). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.19 ± 0.38 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۸۳ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۸).



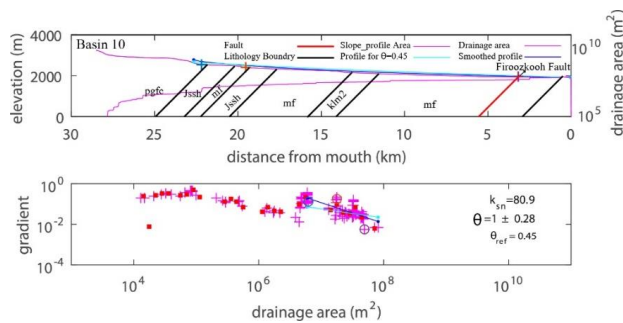
شکل ۸. بالا_نیم‌رخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیم‌رخ طولی آن در زیر حوضه ۵.

زیرحوضه شماره ۶: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۱۷۱/۴ کیلومتر مربع در بخش مرکزی تا جنوبی منطقه مورد مطالعه واقع



شکل ۱۲. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیر حوضه ۹.

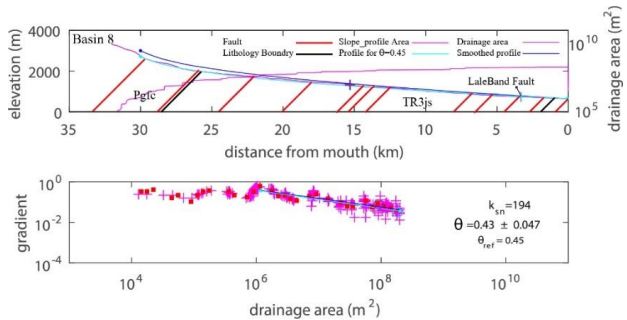
زیر حوضه شماره ۱۰: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۲۱۴/۱ کیلومتر مربع در جنوب منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 10:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 1 ± 0.28 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه 80.9 بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیر حوضه ۱۰.

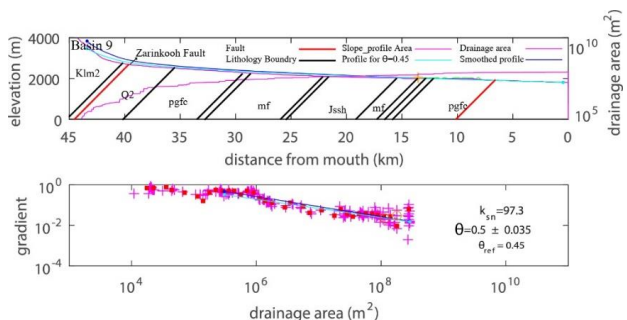
زیر حوضه شماره ۱۱: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۱۷۳/۳ کیلومتر مربع در جنوب منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 11:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.75 ± 0.13 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه 105 بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۴).

زیر حوضه شماره ۸: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۲۰۶/۹ کیلومتر مربع در خاور منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 8:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.47 ± 0.43 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه 194 بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن‌ها، گسل‌ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیر حوضه ۸.

زیر حوضه شماره ۹: این زیر حوضه با مساحتی بالغ بر ۳۰۱/۳ کیلومتر مربع در جنوب باختری منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 9:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق‌الذکر 0.35 ± 0.5 محاسبه شده است. هم‌چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه 97.3 بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن‌ها با گسل‌ها و مرزهای زمین‌شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به‌طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۲).

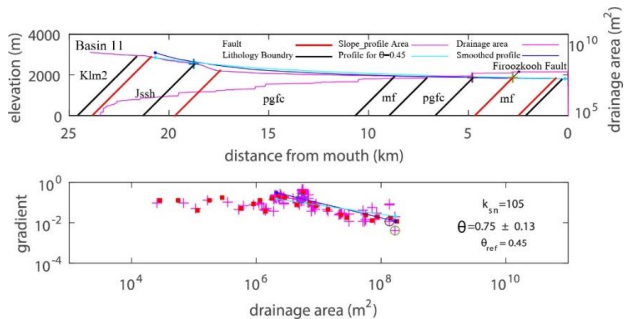


روی نمودار مشخص شده است. پایین شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیرحوضه ۱۲.

نتایج لرزه زمین ساخت

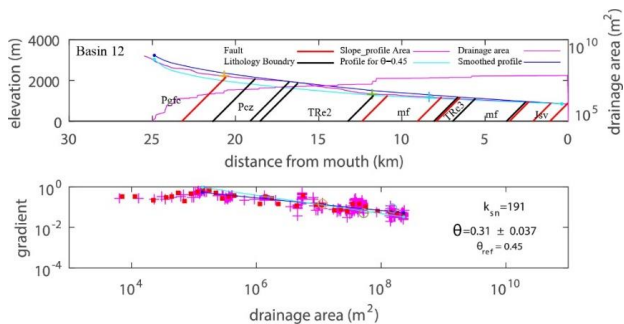
پس از استخراج کاتالوگ زمین لرزه های منطقه مورد مطالعه، مشخص گردید که تعداد کل زمین لرزه ها در منطقه تعداد ۵۶ زمین لرزه است، که از این بین زمین لرزه هایی با بزرگای کمتر از ۴ تعداد ۵۴ زمین لرزه، تعداد زمین لرزه های با بزرگای بیشتر از ۴ بیشتر نیز ۲ زمین لرزه است.

مطالعه بر روی زمین لرزه های کوچک که اغلب بزرگای کمتر از ۴ ریشتر دارند، برای بررسی فعالیت گسل های منطقه بسیار پراهمیت است (شکل ۳). بزرگای زمین لرزه های متوسط در این مطالعه بیش از ۴ ریشتر انتخاب گردیده است. همانطور که در شکل ۱۷ ملاحظه می گردد زمین لرزه های متوسط تراکم زیادی نداشته و تنها ۲ زمین لرزه متوسط در جنوب منطقه قابل مشاهده است. شکل ۱۷- a توزیع زمین لرزه ها نسبت به بزرگا را نشان می دهد. در این نمودار تعداد زمین لرزه های کوچک فراوانی زیادی داشته و فراوانی آنها به سمت زمین لرزه های بزرگتر کاهش پیدا می کند. همچنین ارتباط رخداد زمین لرزه ها در طول بازه زمانی از پارامترهای موثر در بررسی های لرزه خیزی است به گونه ای که این مساله می تواند در برآوردهای مربوط به دوره بازگشت زمین لرزه ها نیز مفید باشد (Gutenberg and C.F. Richter, ۱۹۵۴). در شکل ۱۷- b نمودار ستونی تعداد رخداد زمین لرزه ها در طول زمان ارائه شده است. با توجه به افزایش تعداد لرزه نگارها در سال های اخیر، ثبت زمین لرزه ها نسبت به زمان افزایش پیدا کرده است. همان طور که در شکل ۱۷- c مشاهده می گردد نسبت زمین لرزه به عمق نیز به دست آمده است

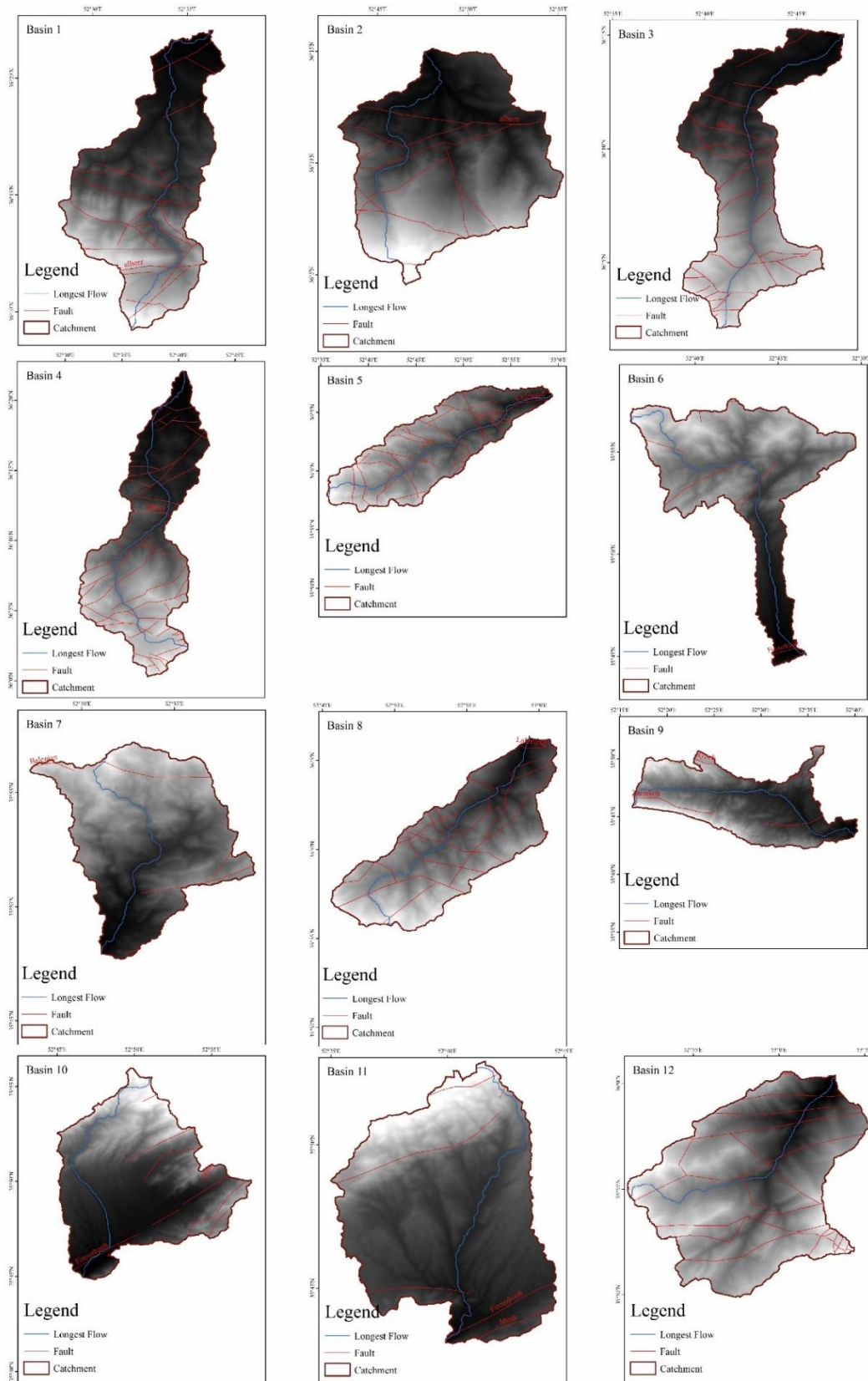


شکل ۱۴. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن ها، گسل ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر روی نمودار مشخص شده است. پایین_شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی آن در زیرحوضه ۱۱.

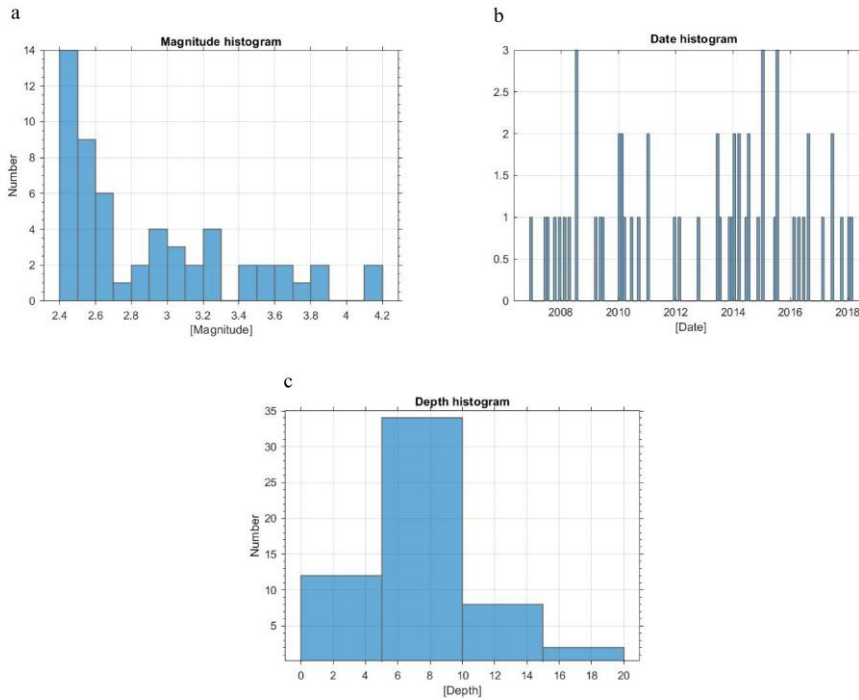
زیرحوضه شماره ۱۲: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۲۴۸/۲ کیلومتر مربع در خاور منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل Basin 12:۱۶). میزان شاخص تقعر رودخانه در این حوضه با استفاده از روش فوق الذکر 0.37 ± 0.31 محاسبه شده است. هم-چنین متوسط شاخص شیب نرمال رودخانه ۱۹۱ بوده است. در این رابطه موقعیت رودشکن ها با گسل ها و مرزهای زمین شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال توسط نمودارهای مربوطه به طور دقیق مشخص گردیده است (شکل ۱۵).



شکل ۱۵. بالا_نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکن ها، گسل ها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر بر



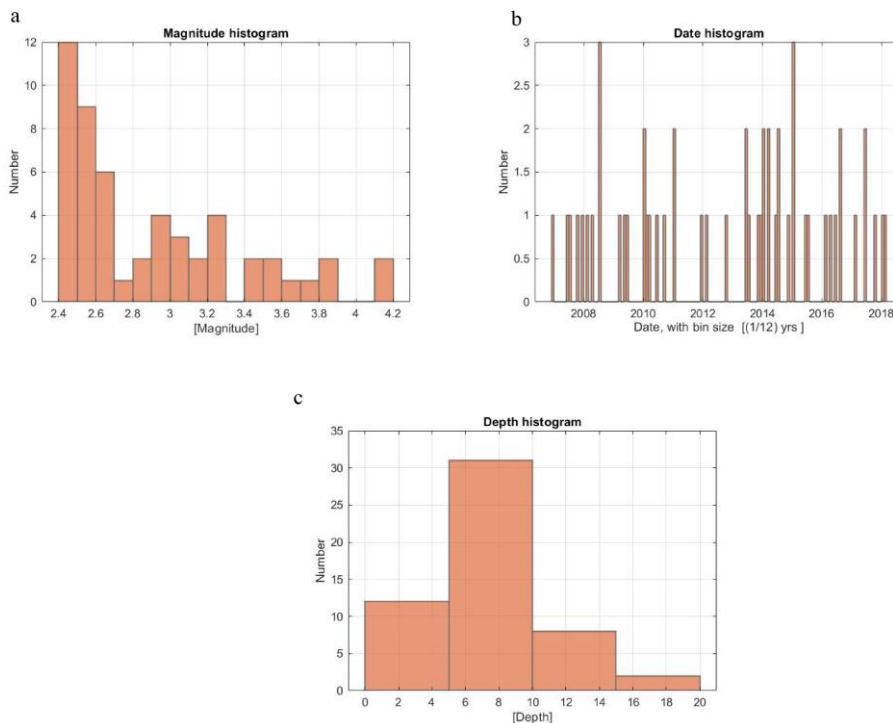
شکل ۱۶. نقشه تفکیکی زیرحوضه های منطقه مورد مطالعه به همراه طولانی ترین رود و گسل های آن.



شکل ۱۷. نمودار تعداد رخداد زمین لرزه‌های گستره نسبت به عمق، بزرگا و زمان.

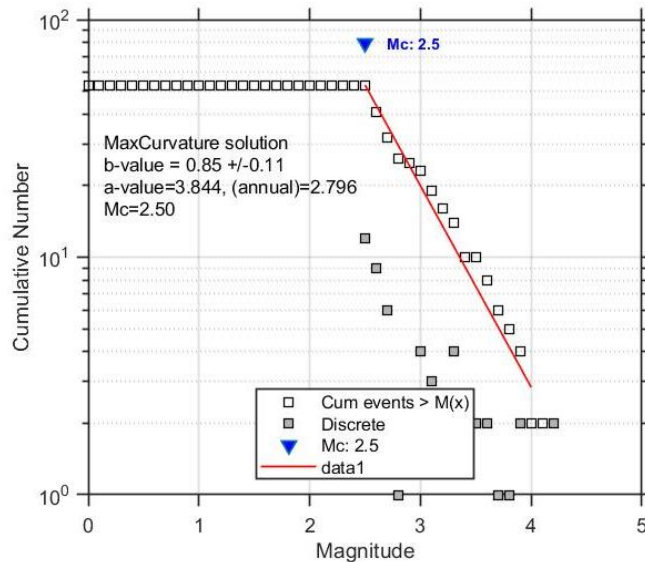
استفاده شد و در بین حدود 57 زمین لرزه، 55 زمین لرزه بدست آمد. در شکل ۱۸ رخداد زمین لرزه‌های گستره نسبت به عمق، بزرگا و زمان پس از حذف پس لرزه‌ها نشان داده شده است.

انجام حذف پس لرزه‌ها و ضرایب لرزه خیزی
 برای عملیات حذف پس لرزه‌ها از روش گاردنر نوپوف بر اساس الگوریتم پنجره‌های زمانی- مکانی حذف پس لرزه‌ها



شکل ۱۸. نمودار تعداد رخداد زمین لرزه‌های گستره نسبت به عمق، بزرگا و زمان پس از حذف پس لرزه

ضریب لرزه خیزی b -value عددی است ثابت و بر اساس توان لرزه‌زایی عوارض زمین ساختی هر منطقه متفاوت است و ضریب a -value که یکی از ضرایب مهم لرزه‌خیزی است بیانگر میزان کل نرخ لرزه خیزی در منطقه است (Gutenberg and C.F., ۱۹۵۴). بر طبق رابطه گوتنبرگ-ریشتر که نمودار آن در شکل ۱۹ دیده می‌شود.

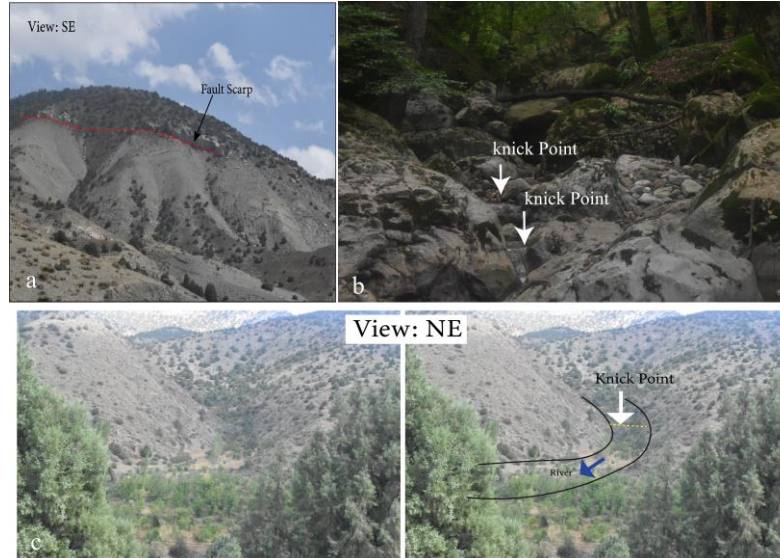


شکل ۱۹. ضرایب لرزه خیزی a , b

از مقیاس‌های بسیار کوچک چند متری تا آبشارهای بسیار بزرگی باشند که چند صد متر اختلاف ارتفاع را در محل تقاطع رود و پهنه تغییر شکل یافته گسلی ایجاد کرده‌اند. پرتگاه‌های گسلی از دیگر شواهد ریخت زمین ساختی هستند که می‌توانند در نتیجه فعالیت گسل‌ها ایجاد شوند. این لندفرم‌ها در نتیجه فعالیت گسل‌های راست‌الغز (نرمال و مکوس) و در نتیجه بالاراندگی یکی از بلوک‌های گسلی، سیمایی پرتگاه شکل ایجاد گردد. در بررسی‌های صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه این سیماهای ریخت‌شناسی را می‌تواند در امتداد گسل چاشم (شکل ۲۰- a) و گسل شمال البرز (شکل ۲۱) مشاهده کرد.

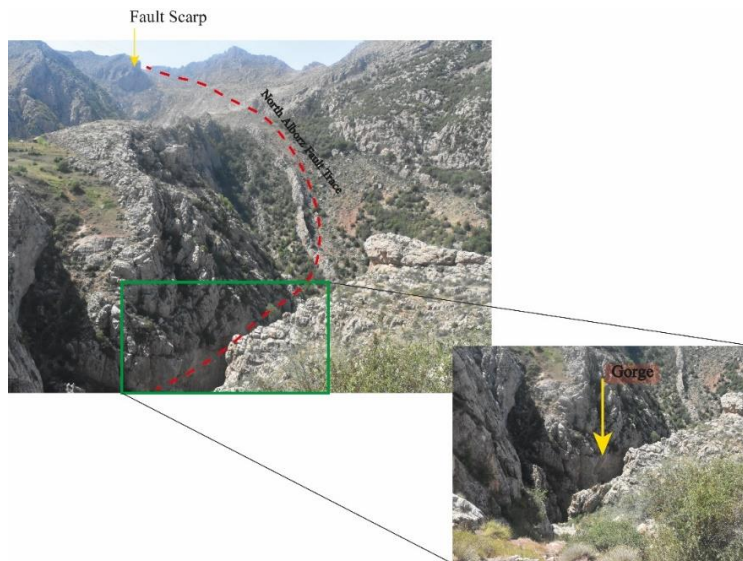
شواهد صحرائی

در منطقه مورد مطالعه شواهد فعالیت زمین‌ساختی و گسل‌ها نظیر وجود پرتگاه‌های گسلی، دیده شدن خط گسل در اثر جابه‌جایی واحدهای سنگی و هم‌چنین پله‌کان‌هایی در مسیر رودخانه‌ها دیده می‌شوند که نشان‌دهنده رودشکن (Nickpoint) رودخانه‌ای در محل عبور گسل می‌باشد و به فراوانی در مسیر رودخانه‌های متقاطع در محدوده گسل‌های شمال البرز و چاشم مشاهده شدند (شکل ۲۰، a, b, c). نحوه تشخیص رودشکن‌ها در مطالعات صحرائی براساس محل‌های از خط طولی رودخانه می‌باشد که پله‌کانی شدن رودخانه قابل رویت باشد؛ این پله‌کان‌ها می‌توانند



شکل ۲۰. a- پرتگاه های گسلی مربوط به گسل چاشم. b- رودشکن های پیاپی در مسیر شاخه های فرعی گسل شمال البرز. c و d- وجود رودشکن در مسیر گسل نورود در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه.

تنگ دره (gorge) که بریدگی های باریک سنگی با دیواره های پرشیب هستند و اغلب حاصل برخاستگی زمین ساختی ناشی از فعالیت زمین لرزه و گسل های فعال در منطقه ویا فعالیت های کوهزایی جوان است، در امتداد گسل شمال البرز مشاهده شد که در شکل ۲۱ به تصویر در آمده است.



شکل ۲۱. نمایی از تنگ دره و پرتگاه گسلی ناشی از فعالیت گسل شمال البرز.

مطالعه با امتداد کلی شمال خاوری- جنوبی باختری تا شمالی- جنوبی و یک زیر حوضه با امتداد خاوری- باختری واقع در جنوب باختری ترین گوشه محدوده شناسایی شدند. شاخص های زمین ساختی شیب نرمال و تقعر رودخانه برای زیر حوضه های بررسی شده به ترتیب در محدوده های ۱-۰/۳۶ و ۲۸۸-۷۲ قرار می گیرند که از شمال به جنوب کاهش می یابد (جدول ۱).

بحث

بخش خاوری البرز مرکزی که در بین پهنه های گسلی فیروز- کوه در جنوب و شمال البرز در شمال محدود شده و نیز از نظر لرزه خیزی فعال و همچنین دارای شهرستان های رو به توسعه است، از دیدگاه های لرزه خیزی و نوریخت زمین ساختی مورد بررسی قرار گرفت. تعداد یازده زیر حوضه زهکش در محدوده مورد



پایانه غربی گسل بادرود را شامل می‌شود. براساس محاسبات انجام گرفته بر روی شاخص های زمین ساختی شیب نرمال و تقعر این گسل ها فعالیت متوسط زمین ساختی را در این زیرحوضه سبب شده‌اند.

گسل های فیروزکوه، چاشم، لرد، اوریم و برین در گستره زیرحوضه های شماره ۱۰، ۱۱ و ۱۲ سبب افزایش عدد شاخص شیب نرمال و تقعر شده‌اند. رودخانه‌هایی که تحت تاثیر این گسل-ها قرار گرفته‌اند در تقاطع خود با این گسل ها دچار تغییر گرادیان شده‌اند. تغییرات گرادیان رود را می‌توان در نتیجه ایجاد انواعی از رودشکن‌ها در امتداد طولی رود تعبیر کرد (Hayakawa and Oguchi, 2009). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت فعالیت اخیر این گسل‌ها و شاخه‌های فرعی آن‌ها سبب تغییرات ارتفاعی و ایجاد انواعی از رودشکن‌ها در مسیر آبراهه‌های این حوضه‌ها شده‌اند. از سوی دیگر توزیع فضایی زمین لرزه‌ها به ترتیب فراوانی رخداد در اطراف و روی پهنه‌های گسلی زرینکوه، فیروزکوه، شمال البرز، چاشم، بادرود و لرد است که همسو و تائید کننده مطالعات لرزه خیزی پیشین منطقه است (ملکی و همکاران، ۱۳۹۹). پهنه زمین ساختی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری، با عرض ۱۵ کیلومتر، که محدود شده بین پهنه‌های گسلی زرینکوه- فیروزکوه، چاشم و اوریم از جنوب و گسل‌های بادرود و لرد از شمال است میزبان زمین لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر است. ضرایب لرزه خیزی a و b برای منطقه به ترتیب مقادیر ۳/۸۴ و ۰/۸۵ محاسبه شد (جدول ۱).

زیرحوضه‌های شماره یک تا چهار تحت تاثیر گسل شمال البرز، نورود و شاخه‌های فرعی آن‌ها قرار گرفته‌اند که در اثر این فعالیت رودشکن‌ها و تنگ دره‌های متعدد در محل تقاطع آبراهه‌ها با امتداد شاخه‌های گسلی آن‌ها ایجاد شده است. همچنین میزان شاخص شیب نرمال آبراهه‌هایی که در این حوضه‌ها قرار گرفته‌اند به سبب فعالیت این گسل‌ها و شاخه‌های فرعی آنها افزایش یافته است به طوری که محدوده عددی ۱۱۰-۲۸۸ را در بر گرفته‌اند که در طبقه‌بندی شاخص شیب نرمال اعداد بسیار بالایی می‌باشند و نشان از فعالیت اخیر این گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه هستند (جدول ۱).

زیرحوضه شماره ۵ که در مرکز منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است تحت سیطره گسل لکه‌بند قرار دارد. فعالیت زمین ساختی این گسل در عهد حاضر سبب ایجاد تعداد دیگری از گسل‌های فرعی موازی شده است که در مجموع این فعالیت‌ها براساس محاسبات حاصل از شاخص شیب نرمال و تقعر اعداد بالایی بدست آمده که خود بیانگر فعالیت زمین ساختی بالا در این منطقه می‌باشد.

امتداد گسل‌های بلنجان و بادرود را می‌توان در زیرحوضه‌های شماره ۶، ۷ و ۸ دنبال کرد. با توجه به محاسبات انجام گرفته بر روی شاخص شیب نرمال میانگین عدد حاصله از این شاخص در این سه زیرحوضه مذکور عدد ۱۴۷ را شامل می‌شوند که عددی متوسط رو به بالا برای این شاخص است (جدول ۱). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت فعالیت این گسل‌ها و سایر گسل‌های فرعی در این سه زیرحوضه سبب افزایش عدد این شاخص و به تبع آن بالا بودن فعالیت‌های نو زمین ساختی در منطقه می‌باشد.

زیرحوضه شماره ۹ در غربی‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است که محدوده حضور گسل‌های زرینکوه، رینه و

جدول ۱. مقادیر شاخص های ژئومورفیک محاسبه شده برای زیرحوضه های منطقه مورد مطالعه.

Basin	Ksn	θ
۱	۱۱۰	$۰/۰ \pm ۳۴/۰۲۹$
۲	۲۱۶	$۰/۰ \pm ۷۱/۰۵۷$
	۷۲/۵	$۰/۰ \pm ۴۸/۰۸۷$
۳	۲۴۱	$۰/۰ \pm ۳۶/۰۵۱$
۴	۲۸۸	$۰/۰ \pm ۷۶/۱۲$
۵	۱۸۳	$۰/۰ \pm ۳۸/۰۱۹$
۶	۱۲۲	$۰/۰ \pm ۴۵/۱۵$
۷	۱۲۷	$۰/۰ \pm ۴۶/۰۶۹$
۸	۱۹۴	$۰/۰ \pm ۴۳/۰۴۷$
۹	۹۷/۳	$۰/۰ \pm ۵/۰۳۵$
۱۰	۸۰/۹	$۰ \pm ۱/۲۸$
۱۱	۱۰۵	$۰/۰ \pm ۷۵/۱۳$
۱۲	۱۹۱	$۰/۰ \pm ۳۱/۰۳۷$

تعداد زیادی خردلرزه که تقریباً در شمال و جنوب خاوری محدوده قرار گرفته‌اند در اطراف گسل‌های اصلی این ناحیه از تراکم بیشتری برخوردار هستند. قابل توجه است که زمین‌لرزه‌های بسیار بزرگ مقیاس که بیش از ۵-۶ ریشتر بزرگ دارند نیز در منطقه مورد مطالعه تا به حال ثبت نشده است. همچنین با استفاده از وضعیت کانونی به دست آمده از زمین لرزه‌های منطقه مشخص گردید سازوکار اغلب زمین لرزه‌های این ناحیه ترافشارشی است. مشاهدات صحرایی در منطقه مورد بررسی نشان‌دهنده شواهد زمین‌ساخت فعال در گستره مورد مطالعه می‌باشد، که انطباق خوبی با نتایج به دست آمده از شاخص‌های رودخانه‌ای مانند مقادیر شاخص‌های شیب نرمال و تقعر دارد. وجود تعداد زیادی رودشکن در امتداد طولی آبراهه-های منطقه مورد مطالعه، تنگ‌دره‌ها و پرتگاه‌های گسلی همگی شواهدی بر فعالیت اخیر گسل‌های منطقه هستند. با توجه به نتایج حاصله از محاسبات ریخت زمین ساختی و انطباق آن با نتایج حاصل از مطالعات لرزه زمین ساخت، می‌توان گفت بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه نسبت به سایر بخش‌ها علی‌الخصوص بخش‌های شمالی که تحت تاثیر گسل‌هایی مانند شمال البرز هستند و بخش‌های جنوبی که تحت تاثیر گسل‌هایی مانند فیروزکوه هستند، از فعالیت زمین ساختی کمتری برخوردارند. از آن جهت که گسترش شهرسازی وابسته به مناطقی با خطر ریسک کمتر زمین لرزه و مخاطرات مرتبط با آن است، این مناطق بدین منظور پیشنهاد می‌گردد. در مناطقی که طبق یافته‌ها از فعالیت زمین ساختی و ریسک زمین لرزه بیشتری برخوردارند، توجه به رعایت اصول شهرسازی و مقاوم سازی ساختمان‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

تشکر و قدردانی

از دانشگاه اصفهان جهت حمایت‌های عمل آمده سپاسگزاری می‌شود.

شایان ذکر است که فراوانی زمین لرزه‌ها در محدوده مطالعاتی از بزرگای ۲/۴ در مقیاس ریشتر به سمت بزرگای ۴/۲ در مقیاس ریشتر که بیشینه بزرگاست به صورت تصاعدی کاهش می‌یابد. از دیدگاه عمق لرزه‌زایی محدوده مورد مطالعه بین اعماق ۴/۵ تا ۱۰ کیلومتر از سطح زمین است که ۶۰/۷ درصد از کل فراوانی زمین لرزه‌های دستگاهی در آن عمق متمرکز شده‌اند که شاید بتوان به عنوان محل اتصال پهنه‌های گسلی ترافشارشی چپگرد فیروزکوه و بادرود در عمق پیشنهاد داد که با مطالعات Nemati et al, 2011 و Allen et al, 2003 همسو است. نمودار فراوانی زمین لرزه‌ها براساس عمق نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی رخدادها در بازه عمقی ۴/۵-۱۰ کیلومتری از سطح زمین رخ داده است. پس از انجام حذف پس لرزه‌ها برای محدوده مورد مطالعه، مقدار ضرائب لرزه خیزی $b=0.85$ و مقدار $a=3/844$ برآورد شده است. هم-چنین $M_c=2.5$ محاسبه شده است که نشانگر حداقل بزرگای زمین لرزه بررسی شده در منطقه مورد مطالعه است.

نتیجه‌گیری

مقادیر بالای به دست آمده برای شاخص شیب نرمال در امتداد گسل‌های شمال البرز، لکه‌بند، اوریم، نورود و فیروزکوه نشان‌گر فعالیت زمین ساختی اخیر در امتداد ساختارهای مزبور است. با توجه به اعداد بالای به دست آمده از شاخص شیب نرمال در امتداد برخی گسل‌های فرعی منطقه مورد مطالعه مقادیر به دست آمده مشخص گردید که فعالیت زمین ساختی اخیر در این بخش از رشته کوه البرز نه تنها به علت فعالیت گسل‌های بزرگی چون البرز و فیروزکوه بلکه ناشی از فعالیت گسل‌های فرعی و کوچک دیگری نیز می‌باشد که با حرکات و جابه‌جایی خود سبب تغییرات در رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه گردیده‌اند که تاییدکننده مطالعات پیشین است (Nemati et al, 2011).



منابع

- آقا نباتی، ع.، (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج. (۱۳۷۵) پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه _ گسلش در گستره سمنان. سازمان زمین شناسی کشور. گزارش شماره ۷۲. ۲۳۳ ص.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، (۱۳۷۵) پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه- زمین ساخت و خطر زمین لرزه و گسلش در گستره سمنان، گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ش ۲۱، ص ۲۶۶.
- زارع، م. (۱۳۸۸) مبانی تحلیل خطر زمین لرزه. پژوهشگاه بین المللی زمین لرزه شناسی و مهندسی زمین لرزه. ۱۴۴ ص.
- شاه‌پسندزاده، م.، زارع، م.، (۱۳۷۴) بررسی مقدماتی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین ساخت و خطر زمین لرزه و گسلش در پهنه استان مازندران، گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زمین لرزه.
- طبسی، ه.، عباسی، م.ر. (۱۳۸۱) الگوی دگرریختی و هندسه پهنه گسل شمال البرز (بین طول های جغرافیایی ۵۲ تا ۵۴ درجه خاوری). فصلنامه علوم زمین، سال یازدهم، شماره ۴۳-۴۴، ص ۲۴-۳۵.
- قاسمی، م.ر.، قرشی، م. (۱۳۸۳) بررسی ناحیه ای گسل های بنیادی و لرزه زا در کوه های البرز. پروژه تحقیقاتی شوارای پژوهشی علمی ایران. ۵۸ ص.
- ملکی، و.، حاتمی، م.، ر.، متقی، ع.ا. (۱۳۹۹) بررسی لرزه خیزی ناحیه شرق البرز بر پایه مکانیابی بهینه زمین لرزه های رویداده در دو دهه اخیر. علوم زمین. دوره ۲۹، شماره ۱۱۶؛ از صفحه ۱۱۱ تا صفحه ۱۲۰.
- نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، ۱۰۹ ص.
- نبوی، م. ح.، (۱۳۶۶) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Geodynamics*, 21, pp. 1- 33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Sharabi, M., Qoraishi, M., (2003). Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J. Struct. Geol.*, 25, pp. 659- 672.
- Ballato, P., Stockli, D.F., Ghassemi, M.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Hassanzadeh, J., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2013. Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision zone: New constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz mountains, north Iran. *Tectonics*, 32(1), pp.1-18.
- Berberian, M., (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 163- 183.
- Berberian, M., King, G.C.P., (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, pp. 210- 265.
- Berberian, M., Qorashi, M., Argang Ravesh, B., Mohajer Ashjaie, A., (1993). Seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Tehran Region: contribution to the seismotectonics of Iran. Geological Survey of Iran, Report 56.
- Flint, J.J., (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: *Water Resources, Research*, 10, pp. 969- 973.
- Gallen, S. F., & Wegmann, K. W. (2017). River profile response to normal fault growth



- (Eds.), Growth and Collaps of the Tibetan Plateau. Geological Society Special Publications, London. 353, pp. 165–188.
- Kirby, E. Whipple, K., (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geological Society of America, 29, pp. 415-418 .
 - Kirby, E., Johnson, C., Furlong, K. and Heimsath, A., (2007). Transient channel incision along Bolinas Ridge, California: Evidence for differential rock uplift adjacent to the San Andreas fault, Journal of Geophysical Research, pp. 112.
 - Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. and Chen, Z., (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. Journal of Geophysical Research. 108 (B4), pp. 2217.
 - Nazari, H. (2006). Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique» (Doctoral dissertation, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc).
 - Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M.R., Sadidkhouy, A. and Mirzaei, N., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the Firuzkuh and Astaneh faults (East Alborz, Iran). Tectonophysics, 506(1-4), pp. 11-21.
 - Pavano, F., Pazzaglia F.J. and Catalano, S., (2016). Knickpoints as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (southern Italy). The geological society of America, 8, pp. 633- 648.
 - Pederson, J. L., & Tressler, C. (2012). Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning. Earth and Planetary Science Letters, 345, pp. 171-179.
 - Rashidi, A., 2021. Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz Faults: Links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 213, pp. 104-755.
 - Richter, C. F., & Gutenberg, B. (1954). Seismicity of southern California.
 - Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K.X. and Caffee, M., and linkage: An example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. Earth Surface Dynamics, 5(1), pp. 161-186.
 - Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. Geosphere, 2(1), pp. 35-52.
 - Hack, J.T., (1957). Studies of longitudinal streamprofiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294-B, pp. 45- 97.
 - Harland, W.B., (1971). Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. Geological magazine, 108, pp. 27-41.
 - Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., (2006). DEM based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. Geomorphology, 78, pp. 90- 106.
 - Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., (2009). GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. Geomorphology, 111, pp. 27- 37.
 - Holbrook, J., Schumm, S. A., (1999). Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a Tool For Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation In Modern And Ancient Settings. Tectonophysics, 305, pp. 287- 306.
 - Jaberli, M., Ghassemi, M.R., Shayan, S., Yamani, M. and Zamanzadeh, S.M., 2018. Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Hable-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran). Geomorphology, 300, pp.77-94.
 - Jain, V., Sinha, R., (2005). Response of active tectonics on the alluvial Baghmata River, Himalayan foreland basin, eastern India. Geomorphology, 70, pp. 339- 356.
 - Keller, E. A., Pinter, N., (2002). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape, Prentice Hall, New Jersey.
 - Kirby, E. Ouimet, W.B., (2011). Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. In: Gloaguen, R., Ratschbacher, L.



- timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B8), pp. 17661-17674.
- Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., (1990). A model of river basin evolution. *Transactions, American Geophysical Union*, 71, pp. 1806-1807.
 - Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. and Sheehan, D., (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America*. 398, pp. 55–74.
 - Omori, F., 1894. On the aftershocks of earthquakes. *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo* 7, 111-120.
 - Sahabi, F., Macleod, J.H., 1969. Geological compilation map Mullasani (scale 1:100000. number: 20824E). Iranian oil operating companies.
 - Sykes, L. R., 1970. Earthquake swarms and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research* 75, 32, 6598-6611.
 - Talebian, M., and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International* 156(3), 506-526.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letter* 223(1), 177-185
 - (2005). Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Process. Landform*. 30, pp. 1007–1024.
 - Sklar, L. and Dietrich, W.E., (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. in Tinkler, K.J., and Wohl, E.E., eds., *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels*”. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 107, pp. 237–260.
 - Slingerland, R., Willett, S.D., and Hovius, N., (1998). Slope-area scaling as a test of fluvial bedrock erosion laws. *Transactions, American Geophysical Union*, 79, pp. F358.
 - Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. and Merritts, D.J., (2000). Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112, pp. 1250-1263.
 - Stocklin, J., (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, pp. 1229- 1258.
 - Taesiri, V., Pourkermani, M., Sorbi, A., Almasian, M. and Arian, M., 2020. Morphotectonics of Alborz Province (Iran): A Case Study Using GIS Method. *Geotectonics*, 54(5), pp. 691-704.
 - Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5, pp. 81–100.
 - Tinkler, K.J. and Wohl, E.E., editors, (1998). *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 107, pp. 323.
 - Vauchez, A. and Nicolas, A., (1991). Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, 185(3-4), pp. 183-201.
 - Whipple, K.X. and Tucker, G.E., (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۰، سال چهارم، شماره ۱۷

10.22077/JT.2021.4257.1111

شناخت تغییرات میدان تنش با استفاده از تحلیل زمین ساخت شکننده در ایران مرکزی (گستره فهرج-خرانق)

حمیدرضا فخمی اردکانی^۱، فرزین قائمی^{۲*} و فریبا کارگران بافقی^۳

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲دانشیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳استادیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۲۹

چکیده

منطقه کوه خرانق در پهنه زمین ساختی ایران مرکزی، در شمال خاوری بلوک یزد با روند شمال باختری-جنوب خاوری قرار دارد. سازندهای زمین شناسی منطقه که از زمان پالئوزوئیک تا عهدحاضر می باشند تحت تاثیر فعالیت تکتونیکی قرار گرفته اند. چرخش بلوک های ایران مرکزی، برخورد صفحه عربی با ایران و همچنین فرایندهای ساختاری میان بلوک های ایران مرکزی در طی تکامل زمین ساختی خود، سبب تغییر درجهت گیری محورهای تنش جنبشی (Kinematic Stress Tensor, P-T-B) و در نتیجه شکل گیری ساختارهای جدید و تغییر در ساختارهای کهن در طول تاریخ زمین شناسی منطقه شده است. در این پژوهش تغییرات میدان تنش مزوزوئیک در گستره فهرج-خرانق مورد ارزیابی قرار گرفته است. در این راستا داده های صفحه گسلی و خش لغز و دیگر شواهد زمین ساختی و چینه نگاری در ۱۳ ایستگاه برداشت گردید روند عمومی گسل های برداشت شده در این ایستگاه ها NW-SE است و سازوکار اکثریت گسل های برداشت شده امتداد لغز راستگرد است که روند و سازوکاری مشابه با گسل اصلی انار را دارند. تغییر جهت راستای محور فشارش (P Axis) به صورت پادساعتگرد از حالت عمود برگسل انار تا موازی با آن در بازه زمانی پالئوزوئیک پایینی تا سنوزوئیک بالایی است که سبب تغییر سازوکار جنبشی در منطقه شده است. وجود خش لغز در رسوبات عهدحاضر و همچنین ضخامت زیاد رسوبات در منطقه نشان دهنده فعال بودن گسل انار در عهدحاضر است.

کلیدواژه ها: پالئواسترس، میدان تنش، گسل انار، بلوک یزد، ایران مرکزی،

*نویسنده مسئول: فرزین قائمی fghaemi@um.ac.ir

نشانی: مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد شماره تماس: ۰۹۱۵۳۱۷۷۹۰۲

Recognition of stress field changes using brittle tectonic analysis in Central Iran Zone (Fahraj-Kharanagh regions)

Hamid Reza Afkhami Ardakani¹, Farzin Ghaemi², Fariba Kargaran Bafghi³

¹ PhD Student, Faculty of Sciences, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Associate Professor, Faculty of Sciences, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Assistant Professor, Faculty of Sciences, Department of Geology, Yazd University, Yazd, Iran

Abstract

Structurally, the Tarom Metallogenic Zone is located in an NW-SE trending anticline with 50 km wavelength, consists of the Karaj formation equivalent units and Neogene red beds. This anticline was created during the Alborz orogen formation- related phase has multiple fractures with NW-SE, NE-SW, and E-W trend. Detailed mesoscopic and microscopic investigations of the existing fractures for studying their propagations during folding, including their relative age, sequential deformation of the fractures in various beds, distribution of the fractures, and their changes during the following geological events, were performed many times. Comparison of various fracture patterns in folded layers not only illuminates the brittle deformation successions but also resulted in the detection of the main fold formation mechanism of the studied area. Based on the existing evidence at limbs of the anticline including 1- The existence of parasitic folds in soft layers, 2- Creation of layer- parallel shearing related strata-bound fractures in soft layers on various scales. Dyke intrusion into pre-existing fractures at fold limbs, preferentially has been happened in soft beds, especially in the Karaj formation equivalents pencil shales. While at the hinge zone, they have been created in hard layers, for example, andesite and basalt. The flexural slip mechanism is proposed for the Tarom Anticline.

Keywords: Tarom zone, Folding, Flexural slip mechanism, Stratabound Fractures

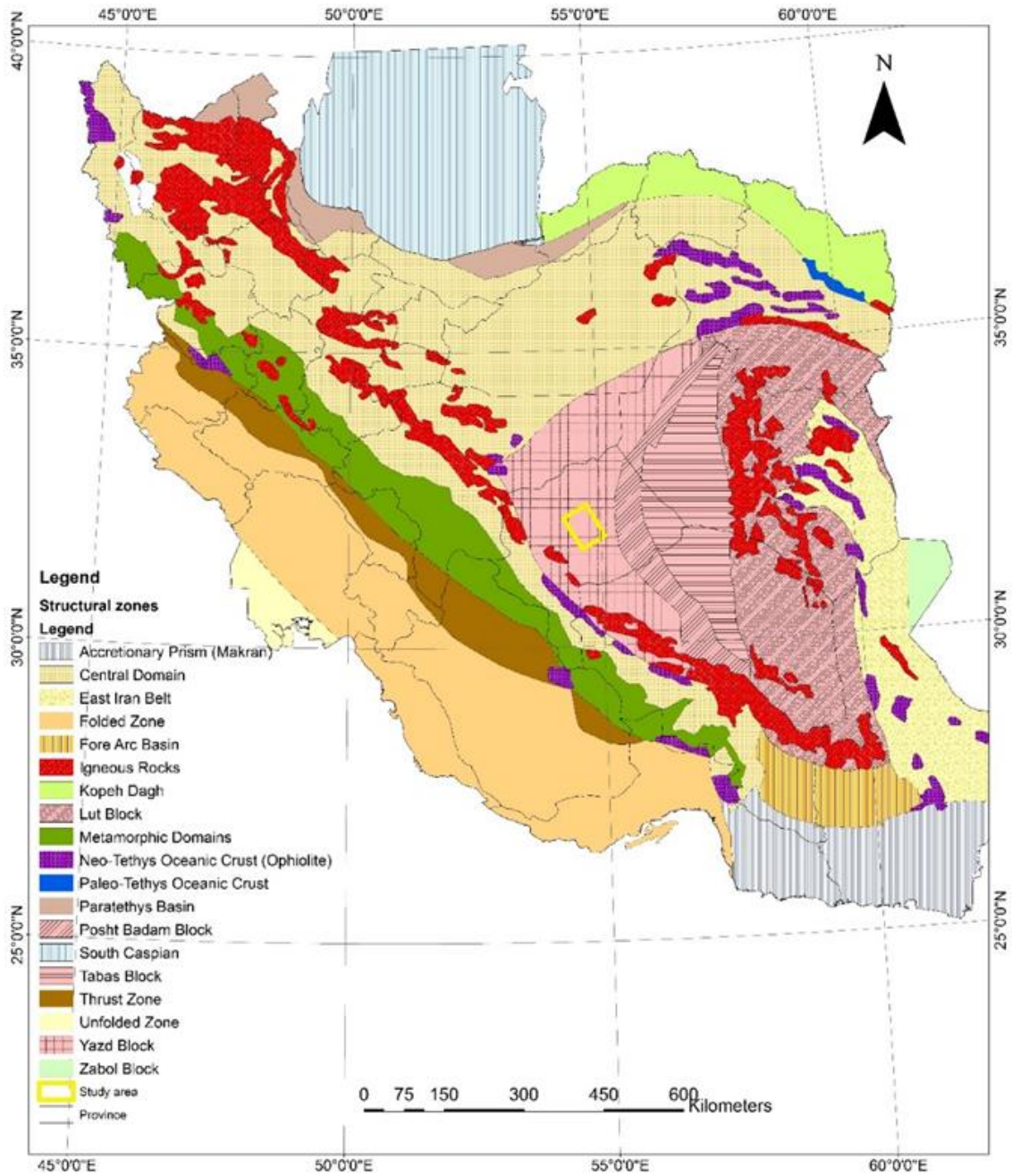
*Corresponding author: Farzin Ghaemi
Email: fghaemi@um.ac.ir

۱- مقدمه

گستره فهرج- خراتق در باختر ایران مرکزی و در شرق بلوک یزد قرار دارد. این ناحیه در حدود ۴۵ کیلومتری شمال شرق استان یزد در حد فاصل روستاهای فهرج، نیوک، درید، دشت ده و خراتق واقع شده است (شکل ۱و۲). استان یزد در حاشیه کویر مرکزی ایران و تقریباً در میانه فلات مرکزی که مناطق ما بین رشته کوه البرز و رشته کوه‌های زاگرس را تشکیل می دهد قرار گرفته است. از لحاظ ساختاری و چینه شناسی استان یزد در پهنه تکتونیکی ایران مرکزی واقع شده است. پهنه ایران مرکزی با قدمتی طولانی بصورت یک خرد قاره تکتونیکی در طی فعالیتهای تکتونیکی و وقایع کوهزایی نقش مهمی در شکل گیری سیمای تکتونیکی کنونی ایران ایفا کرده است. طی رخداد فازهای تکتونیکی متفاوت، شکستگیها و گسل های بزرگ و بی سنگی مهمی همچون گسلهای دهشیر-بافت، گسل چاپدون، گسل انار و... در این منطقه شکل گرفته است. وجود نوارهای افیولیتی و سیمای خطی آتشفشانی گواهی بر عمق زیاد فرایند های گسلش در این منطقه است. وقوع گسلش های متوالی بصورت فرازمین-فروزمین در این منطقه باعث قرار گیری سیمای ریخت زمین ساختی متفاوت در کنار هم گشته است. بسیاری از دشت ها و کویرهای موجود در این منطقه در حقیقت آثاری از

فروافتادگیها و گسلشهای قدیمی با مکانیزم فروزمین بوده که در حال حاضر بصورت مناطق پست درمجاورت ارتفاعات قرار گرفته اند (Kargaranbafghi et al, 2011). به کمک نشانگرهای جنبش شناختی (Kinematic) مربوط به دگرریختی های نسبی قدیمی (paleostrain) می توان وضعیت تنش های دیرین مسبب هر مرحله دگرریختی را تعیین نمود (Navabpour et al, 2007). مطالعه تنش دیرین شامل پیدا کردن تسور تنشی است که مسبب لغزش بر روی گسل های موجود در یک ناحیه است (Angelier, 1994; Twiss and unrah, 1998). در این پژوهش برداشت های دقیق میدانی براساس داده های لغزش گسلی صورت گرفته است که هر لغزش گسلی با خش لغز بر روی صفحه گسل مشخص شده است جهت و سویی از تنش برشی را دارد که به تانسور تنش واحد مربوط می شود (Angelier, 1994).

این اطلاعات بیانگر تنش دیرین در یک گستره است. هدف از این تحقیق تحلیل داده های زمین ساخت شکننده در زیر پهنه باقی - پشت بادام (گستره فهرج-خراتق) در بازه زمانی پالنوزوئیک تا عهدحاضر به منظور شناخت تغییرات میدان تنش است.



شکل ۱. موقعیت گستره مورد مطالعه در نقشه زمین ساخت ایران (با اقتباس از آقائاتی، ۱۳۸۳ با اندکی تغییر).

ماسه سنگی کرتاسه زیرین می باشد (Walker and Jackson, 2004; Meyer & Le Dortz, 2007).

واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره منطقه مطالعاتی، دربرگیرنده واحدهای سنگی پالئوژئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است. در واحدهای سنگی پالئوژئیک سازندهای میلا، نیور، پابده، سبزار و بهرام مشاهده می شود که در این واحدهای سنگی دولومیت، سنگ آهک، شیل، ماسه سنگ، کوارتزیت، ژپس، سیلستون، توف و کنگلومرا می باشد. سازندهای پالئوژئیک تنها در بخشی از حوزه قرار دارند. در واحدهای سنگی مزوزوئیک سازندهای ناپیند و شمشک گسترش زیاد در منطقه دارد که بیش از ۷۰ درصد از رخنمون های سنگی منطقه را شامل می شود که از ماسه سنگ، شیل، توف، کنگلومرا، با کمی لایه های زغال و سنگ آهک تشکیل شده است. واحدهای سنگی سنوزوئیک در منطقه شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، سنگ آهک، مارن و ژپس می باشد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۸۶) (شکل ۲).

۳- پیشینه مطالعات

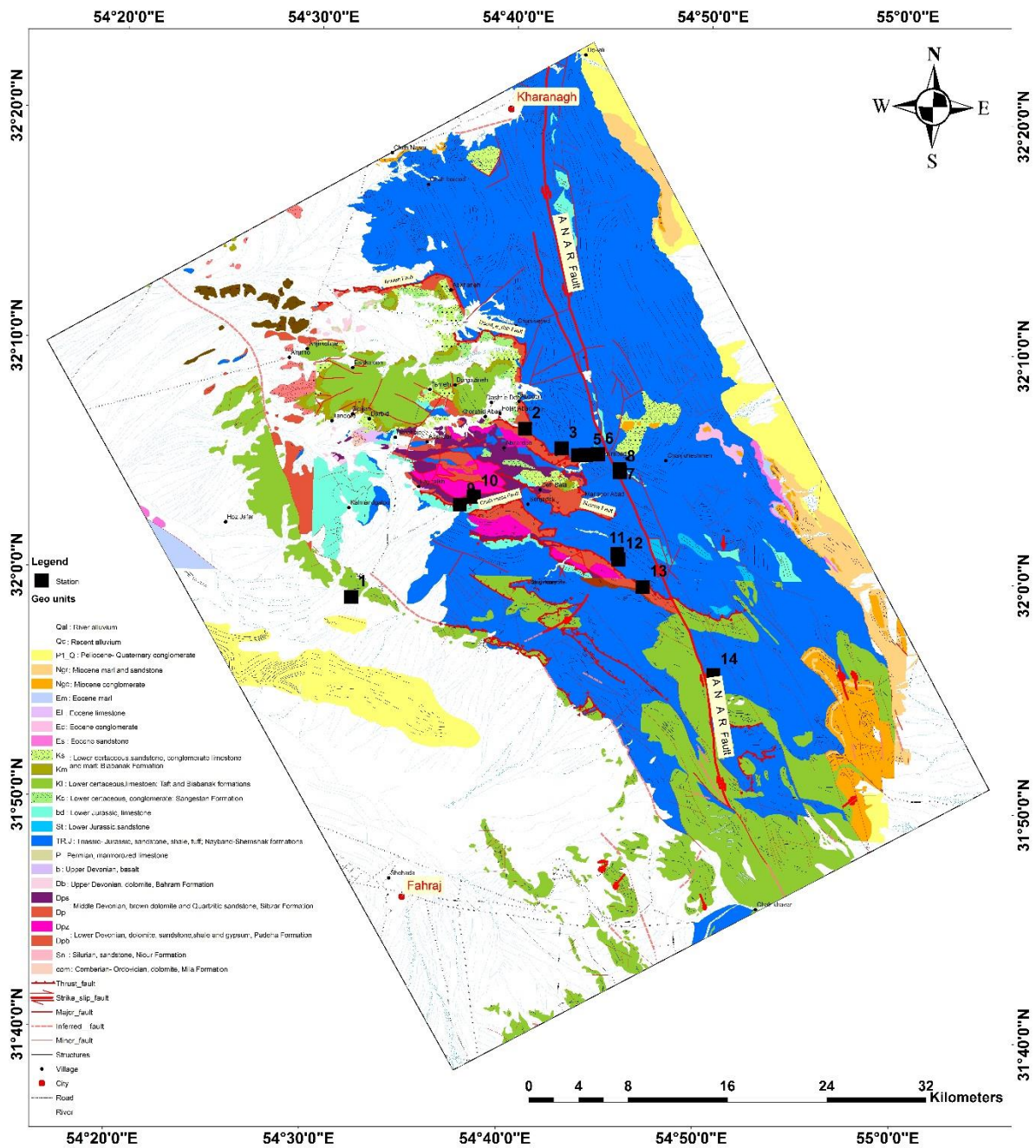
با توجه به مطالعات گذشته میزان لغزش سالیانه گسل انار کمتر از ۲ میلیمتر در سال گزارش شده است که با توجه به شواهد ریخت ساختاری و زمین لرزه های تاریخی گسل های منطقه در زمان هولوسن فعال بوده اند (Meyer and Le Dortz, 2007)، که از نظر میزان فعالیت زمین ساختی براساس لغزش سالیانه در رده گسل های فعال قرار می گیرند. با وجود عدم اطلاعات GPS برای ایران مرکزی (Masson et al., 2004; Vernant et al., 2007) و با وجود مطالعات نئوتکتونیک در منطقه مورد مطالعه نرخ لغزش ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلیمتر در سال و فعالیت گسل های تراست دفنی پویایی تکنیکی منطقه محرز می باشد (Meyer and Le Dortz, 2007).

۲- تحول ساختاری و زمین شناسی منطقه مورد

مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش خاوری بلوک یزد واقع شده است که این منطقه شامل دو گسل امتداد لغز اصلی انار و خرائق با مؤلفه راست لغز می باشد (Kargarbafghi et al, 2011). بخش شمالی منطقه که در یک ناحیه کوهستانی واقع شده، محدوده ای است که با چندین انشعاب گسل انار با فاصله نزدیک برش داده شده است و بخش جنوبی منطقه شامل کوه بافق است. در زون گسلی انار بررسی فعالیت گسل از شواهد ریخت ساختاری استفاده شده است که با بررسی خمیدگی های ریخت ساختاری آبراهه ها، مخروط افکنه ها و گسل ها می توان حرکت راست گرد گسل را به خوبی مشاهده کرد.

گسل انار باروند شمال-شمال غربی، جنوب-جنوب شرقی و شیب نزدیک به قائم با طول بالغ بر ۱۰۰ کیلومتر در ۸۶ کیلومتری جنوب شرق اردکان قرار دارد (نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ فهرج). این گسل با سازوکار امتداد لغز جز گسل های کواترنری ایران محسوب می گردد؛ و شامل دو بخش مجزا است که مورفولوژی و ساختار فلات ایران مرکزی را بهم ریخته است (شکل ۲). بخش شمالی که در یک ناحیه کوهستانی واقع شده محدوده ای است که چندین انشعاب با فاصله نزدیک سرتاسر رشته کوه خرائق را برش داده است. انشعابات در جنوب بهم می پیوندند و به یک اثر گسلی تبدیل می شوند. بخش جنوبی گسل در طول کوه بافق ادامه دارد که سمت راست کوهپایه غربی و سرتاسر دشت نمکی انار را برش می دهد. گسل از بین شهر مسکونی انار می گذرد که بعد از شهر انار، گسل به سمت شرق خمیده می شود و یک گسل راندگی فعال را در جنوب (در شمال کمربند آتشفشانی ماگمایی ارومیه-دختر) به وجود می آورد. قسمت خمیده شده گسل که جهت شرقی-غربی می باشد، دارای سازوکار امتداد لغز با مؤلفه راستگرد می باشد که جابه جایی امتداد لغز آن حدود ۲۰-۳۰ کیلومتر در واحدهای



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (توجه: نقشه توسط نویسندگان با استفاده از ادغام نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰/خرائق، فهرج، اردکان تهیه شده است).

۴- روش مطالعه و بررسی داده ها

ترتیب زمانی رخدادها بر اساس ارتباط هندسی آنها نسبت به هم دیگر است. چنانکه در ایستگاه ۵ رگه های کلسیتی در دومرحله تحت تاثیر گسل های منطقه قرار گرفته است در مرحله اول تحت تاثیر پهنه برشی راستالغز (شکل پذیر) و در مرحله دوم تحت تاثیر گسل چپ لغز (شکندنده) قرار گرفته است (شکل ۳-ب). همچنین در ایستگاه ۸ یک صفحه گسلی، دو دسته خش لغز غیر همسو راستالغز و نرمال را نشان می دهد (شکل ۳-ج) که بر اساس شواهد سطح گسل حرکت نرمال قدیمی تر از امتداد لغز رخ داده است و نشان دهنده تغییر جهت لغزش با گذر زمان است، این موضوع می تواند به تغییر در جهت محورهای اصلی تنش باشد (Ramsay and Lisle, 2000).

مطالعه تنش دیرین پیدا کردن تنسور تنشی است که مسبب لغزش بر روی گسل های موجود در یک ناحیه است (Angelier, 1994; Twiss and unruh, 1998) در این راستا اولین مرحله در تحلیل تنش دیرین، گردآوری داده های کمی و کیفی لغزش گسلی بر اساس برداشت های میدانی است. برای شناخت سن نسبی داده های لغزش گسلی علاوه بر استفاده از سن سازندهای زمین شناسی در هر ایستگاه، از شواهد مختلف دیگری استفاده شده است. بطور مثال: صفحات گسلی عمود بر لایه بندی (Navabpour et al., 2007; shahidi, 2008)، خش لغزهای موازی لایه بندی روی گسل های شیب دار عمود بر لایه (شکل ۳-الف) و در نهایت مشخص کردن



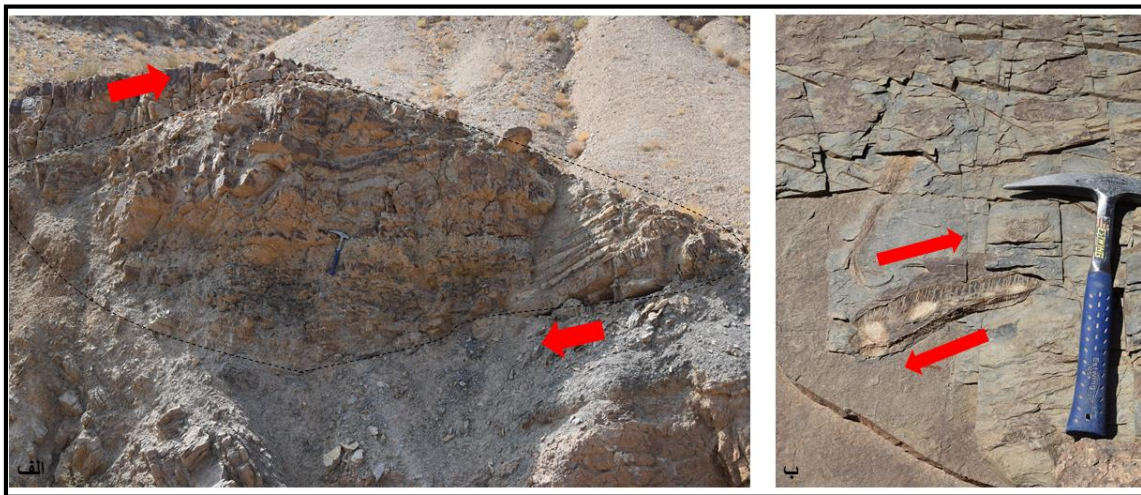
شکل ۳-الف) خش لغزهای موازی لایه بندی روی گسل های شیب دار عمود بر لایه، ب) رگه های کلسیتی گسلیده در ایستگاه ۵، ج) خش لغز راستالغز راست بر و نرمال در یک صفحه در ایستگاه ۸.

بودن صفحه گسلی (شکل ۴-الف)، ساختارهای بودیناژ (شکل ۴-ب)، ساختارهای لنزی (شکل ۵-الف) و بازشدگی کششی (شکل ۵-ب) مشخص شده است.

در این راستا جهت بازسازی وضعیت تنش دیرین در محدوده مورد بررسی در ۱۳ ایستگاه داده های خش لغز گسلی، در بازدیدهای میدانی برداشت شد. پراکندگی ایستگاه ها به گونه ای است که سازندهای زمین شناسی پادها و سیزار، بهرام، نایبند و شمشک و تفت را شامل می شود. در هر ایستگاه براساس شواهد موجود ساختار شکننده، صفحه های گسلی مشخص و سازوکار هر صفحه گسل با دقت بالا توسط نشانگرهای سوی حرکت از قبیل زبر و صیقل



شکل ۴-الف) اثر خش لغز بر روی سنگ های حاوی فسیل، ب) ساختارهای بودیناژ با ریت داخل مارن های آهکی



شکل ۵-الف) ساختار لنزی شکل که نشانگرهای خوبی برای تعیین نوع حرکت در منطقه هستند، ب) بازشدگی کششی که با رگه های کلسیتی پر شده و حالت بودینی دارد.

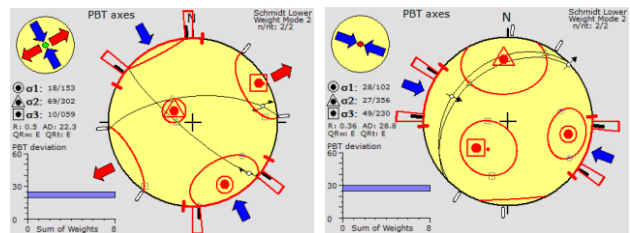


های برداشت شده در هر ایستگاه به صورت جداگانه وارد نرم افزار می شود و نرم افزار، نوع رژیم زمین ساختی و وضعیت جهت تنش، محورهای اصلی تنش ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) را برآورد می کند و برای هر ایستگاه به صورت استریونت های مختلف نمایش می دهد. در هر استریونت جهت تنش به صورت پیکان های رنگی، موقعیت صفحه گسل به صورت خط مشکی نازک و جهت حرکت صفحه های گسلی به صورت پیکان های نازک جهت نوک پیکان، سوی حرکت را نمایش می دهد. همچنین موقعیت محورهای اصلی تنش، با شکل دایره کوچک موقعیت σ_1 ، با شکل مثلث کوچک σ_2 و مربع کوچک σ_3 را نشان می دهد (Delvaux, 2003). در نهایت ایستگاه ها براساس واحدهای زمین شناسی و زمانی، تفکیک و تحلیل شده اند و وضعیت جهت تنش دیرین و روند تنش بیشینه (σ_1) در رژیم های زمین ساختی فشاری و امتداد لغز و روند تنش کمینه (σ_3) در رژیم زمین ساختی کششی، مشخص شده است.

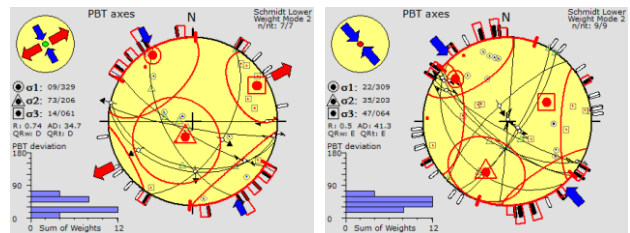
دومین مرحله در تحلیل، محاسبه تنسور تنش براساس وارون سازی یا روش برگشتگی است که در این پژوهش از نرم افزار Win-Tensor (Delvaux, 2003) استفاده شده است. این نرم افزار الهام گرفته از کار (Angelier, 1994)، تجزیه و تحلیل تنش پوسته براساس تکنیک های وارونگی است. در این نرم افزار هم می توان از داده های لغزش زمین شناسی (گسل هایی با خطوط لغزش و شکستگی) و هم از مکانیسم های کانون زلزله استفاده کرد و تعیین تنسور تنش توسط سه تکنیک مختلف (PBT, Rotational optimization, Right Dieder) را امکان پذیر می سازد.

داده های برداشت شده، در هر ایستگاه شامل شیب و آزمونوت جهت شیب صفحه گسلی، شیب و آزمونوت جهت شیب خش لغز، ساز و کار گسل، بررسی توالی رسوبی در هر ایستگاه می باشد و در برخی از ایستگاه ها بازشدگی های کششی کلسیتی و ساختارهای بودیناژ و لتری از دیگر ساختارهای برداشت شده است. تمامی برداشت ها با استفاده از کمپاس کلارک انجام شده است. داده

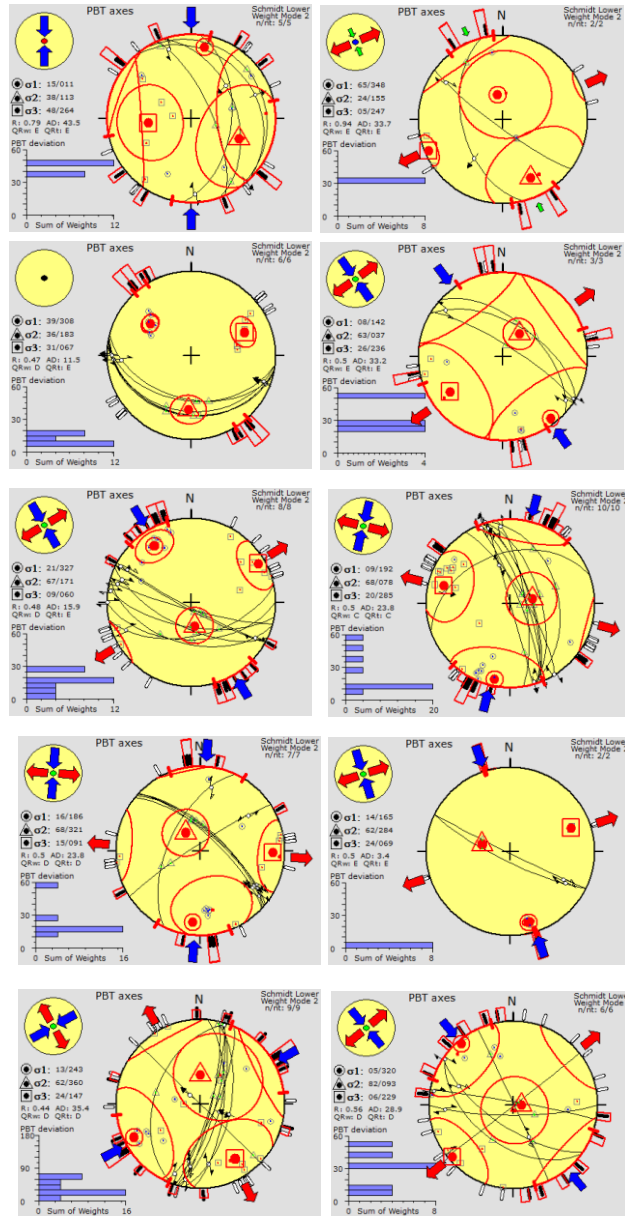
Quaternary



Cretaceous



Triassic And Jurassic

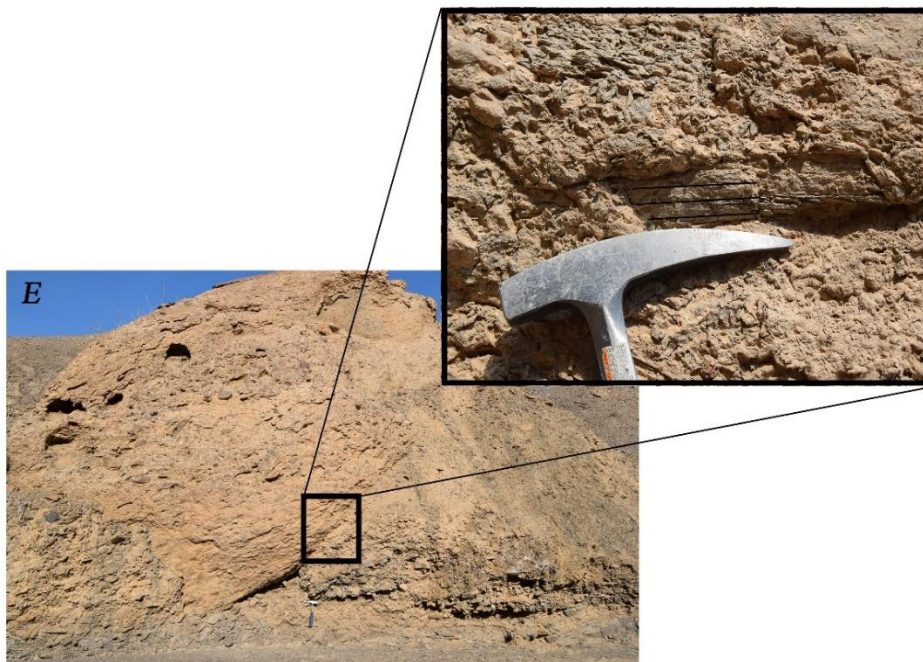


Devonian

شکل ۶) جهت تنش های وارده و رژیم های زمین ساختی به دست آمده در محدوده مورد بررسی است.



شکل ۷) اثر خش لغز را در رسوبات عهد حاضر نمایش می دهد.



شکل ۸) ضخامت رسوبات رودخانه ای را در زون اصلی گسلی انار نمایش می دهد (نگاه تصویر به سمت شرق).

۴-۱- کوآترنی

سازندهای زمین شناسی در بازه زمانی کوآترن در محدوده مورد بررسی شامل رسوبات رودخانه ای عهد حاضر است که در بخش هایی از محدوده رخنمون دارد و در ایستگاه های ۷ و ۷_۱ از این سازند برداشت شد. داده های لغزش گسلی بطور غالب گسل های امتداد لغز است که تحت تاثیر تنش های وارده در منطقه ایجاد شده است. این خش لغزها نشان دهنده ی فعالیت جدید در گسل انار است که در چندین نقطه قابل مشاهده بود (شکل ۷) و همچنین وجود رسوبات عهد حاضر با ضخامت های بسیار زیاد در این منطقه تایید کننده است (شکل ۸). آزمون جهت بیشینه تنش اصلی (σ₁) در استریونت های به دست آمده ۱۵۳، ۱۰۲ درجه می باشد (شکل ۶).

۴-۲- کرتاسه

در ایستگاه ۸ سازند تفت و ایستگاه ۱۳ سازند بیابانک (کرتاسه) بیش از ۲۰ داده لغزشی گسلی برداشت شده است. بیش از ۲۰ داده لغزشی گسلی از این ایستگاه ها برداشت شده است. استریونت

های مربوط به این داده ها توسط نرم افزار ترسیم گردید. داده های لغزش گسلی به طور غالب شامل گسل های امتداد لغز است. آزمون جهت بیشینه تنش اصلی (σ₁) در استریونت های به دست آمده در زمان کرتاسه در راستای شمال غرب- جنوب شرقی، آزمون نزدیک به ۳۰۹، ۳۲۹ درجه بر آورد شده است (شکل ۶).

۴-۳- تریاسیک- ژوراسیک

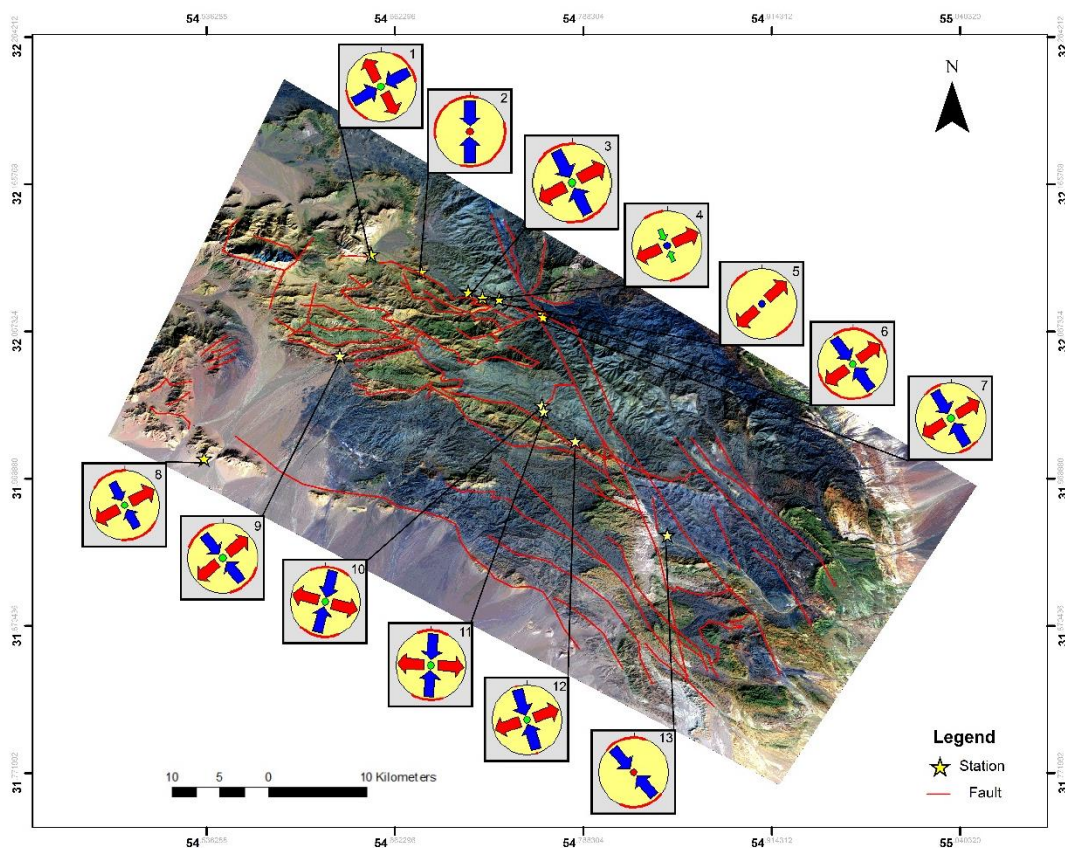
لایه های شیل و آهک سازند ناینند- شمشک بیشترین گستردگی و رخنمون در محدوده مورد بررسی را دارد. برداشت بیش از ۴۰ داده لغزش گسلی از ایستگاه های ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۳۶، ۳۷، ۳۸، ۳۹، ۴۰، ۴۱، ۴۲، ۴۳، ۴۴، ۴۵، ۴۶، ۴۷، ۴۸، ۴۹، ۵۰، ۵۱، ۵۲، ۵۳، ۵۴، ۵۵، ۵۶، ۵۷، ۵۸، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۵، ۶۶، ۶۷، ۶۸، ۶۹، ۷۰، ۷۱، ۷۲، ۷۳، ۷۴، ۷۵، ۷۶، ۷۷، ۷۸، ۷۹، ۸۰، ۸۱، ۸۲، ۸۳، ۸۴، ۸۵، ۸۶، ۸۷، ۸۸، ۸۹، ۹۰، ۹۱، ۹۲، ۹۳، ۹۴، ۹۵، ۹۶، ۹۷، ۹۸، ۹۹، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۰۲، ۱۰۳، ۱۰۴، ۱۰۵، ۱۰۶، ۱۰۷، ۱۰۸، ۱۰۹، ۱۱۰، ۱۱۱، ۱۱۲، ۱۱۳، ۱۱۴، ۱۱۵، ۱۱۶، ۱۱۷، ۱۱۸، ۱۱۹، ۱۲۰، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۲۳، ۱۲۴، ۱۲۵، ۱۲۶، ۱۲۷، ۱۲۸، ۱۲۹، ۱۳۰، ۱۳۱، ۱۳۲، ۱۳۳، ۱۳۴، ۱۳۵، ۱۳۶، ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۳۹، ۱۴۰، ۱۴۱، ۱۴۲، ۱۴۳، ۱۴۴، ۱۴۵، ۱۴۶، ۱۴۷، ۱۴۸، ۱۴۹، ۱۵۰، ۱۵۱، ۱۵۲، ۱۵۳، ۱۵۴، ۱۵۵، ۱۵۶، ۱۵۷، ۱۵۸، ۱۵۹، ۱۶۰، ۱۶۱، ۱۶۲، ۱۶۳، ۱۶۴، ۱۶۵، ۱۶۶، ۱۶۷، ۱۶۸، ۱۶۹، ۱۷۰، ۱۷۱، ۱۷۲، ۱۷۳، ۱۷۴، ۱۷۵، ۱۷۶، ۱۷۷، ۱۷۸، ۱۷۹، ۱۸۰، ۱۸۱، ۱۸۲، ۱۸۳، ۱۸۴، ۱۸۵، ۱۸۶، ۱۸۷، ۱۸۸، ۱۸۹، ۱۹۰، ۱۹۱، ۱۹۲، ۱۹۳، ۱۹۴، ۱۹۵، ۱۹۶، ۱۹۷، ۱۹۸، ۱۹۹، ۲۰۰، ۲۰۱، ۲۰۲، ۲۰۳، ۲۰۴، ۲۰۵، ۲۰۶، ۲۰۷، ۲۰۸، ۲۰۹، ۲۱۰، ۲۱۱، ۲۱۲، ۲۱۳، ۲۱۴، ۲۱۵، ۲۱۶، ۲۱۷، ۲۱۸، ۲۱۹، ۲۲۰، ۲۲۱، ۲۲۲، ۲۲۳، ۲۲۴، ۲۲۵، ۲۲۶، ۲۲۷، ۲۲۸، ۲۲۹، ۲۳۰، ۲۳۱، ۲۳۲، ۲۳۳، ۲۳۴، ۲۳۵، ۲۳۶، ۲۳۷، ۲۳۸، ۲۳۹، ۲۴۰، ۲۴۱، ۲۴۲، ۲۴۳، ۲۴۴، ۲۴۵، ۲۴۶، ۲۴۷، ۲۴۸، ۲۴۹، ۲۵۰، ۲۵۱، ۲۵۲، ۲۵۳، ۲۵۴، ۲۵۵، ۲۵۶، ۲۵۷، ۲۵۸، ۲۵۹، ۲۶۰، ۲۶۱، ۲۶۲، ۲۶۳، ۲۶۴، ۲۶۵، ۲۶۶، ۲۶۷، ۲۶۸، ۲۶۹، ۲۷۰، ۲۷۱، ۲۷۲، ۲۷۳، ۲۷۴، ۲۷۵، ۲۷۶، ۲۷۷، ۲۷۸، ۲۷۹، ۲۸۰، ۲۸۱، ۲۸۲، ۲۸۳، ۲۸۴، ۲۸۵، ۲۸۶، ۲۸۷، ۲۸۸، ۲۸۹، ۲۹۰، ۲۹۱، ۲۹۲، ۲۹۳، ۲۹۴، ۲۹۵، ۲۹۶، ۲۹۷، ۲۹۸، ۲۹۹، ۳۰۰، ۳۰۱، ۳۰۲، ۳۰۳، ۳۰۴، ۳۰۵، ۳۰۶، ۳۰۷، ۳۰۸، ۳۰۹، ۳۱۰، ۳۱۱، ۳۱۲، ۳۱۳، ۳۱۴، ۳۱۵، ۳۱۶، ۳۱۷، ۳۱۸، ۳۱۹، ۳۲۰، ۳۲۱، ۳۲۲، ۳۲۳، ۳۲۴، ۳۲۵، ۳۲۶، ۳۲۷، ۳۲۸، ۳۲۹، ۳۳۰، ۳۳۱، ۳۳۲، ۳۳۳، ۳۳۴، ۳۳۵، ۳۳۶، ۳۳۷، ۳۳۸، ۳۳۹، ۳۴۰، ۳۴۱، ۳۴۲، ۳۴۳، ۳۴۴، ۳۴۵، ۳۴۶، ۳۴۷، ۳۴۸، ۳۴۹، ۳۵۰، ۳۵۱، ۳۵۲، ۳۵۳، ۳۵۴، ۳۵۵، ۳۵۶، ۳۵۷، ۳۵۸، ۳۵۹، ۳۶۰، ۳۶۱، ۳۶۲، ۳۶۳، ۳۶۴، ۳۶۵، ۳۶۶، ۳۶۷، ۳۶۸، ۳۶۹، ۳۷۰، ۳۷۱، ۳۷۲، ۳۷۳، ۳۷۴، ۳۷۵، ۳۷۶، ۳۷۷، ۳۷۸، ۳۷۹، ۳۸۰، ۳۸۱، ۳۸۲، ۳۸۳، ۳۸۴، ۳۸۵، ۳۸۶، ۳۸۷، ۳۸۸، ۳۸۹، ۳۹۰، ۳۹۱، ۳۹۲، ۳۹۳، ۳۹۴، ۳۹۵، ۳۹۶، ۳۹۷، ۳۹۸، ۳۹۹، ۴۰۰، ۴۰۱، ۴۰۲، ۴۰۳، ۴۰۴، ۴۰۵، ۴۰۶، ۴۰۷، ۴۰۸، ۴۰۹، ۴۱۰، ۴۱۱، ۴۱۲، ۴۱۳، ۴۱۴، ۴۱۵، ۴۱۶، ۴۱۷، ۴۱۸، ۴۱۹، ۴۲۰، ۴۲۱، ۴۲۲، ۴۲۳، ۴۲۴، ۴۲۵، ۴۲۶، ۴۲۷، ۴۲۸، ۴۲۹، ۴۳۰، ۴۳۱، ۴۳۲، ۴۳۳، ۴۳۴، ۴۳۵، ۴۳۶، ۴۳۷، ۴۳۸، ۴۳۹، ۴۴۰، ۴۴۱، ۴۴۲، ۴۴۳، ۴۴۴، ۴۴۵، ۴۴۶، ۴۴۷، ۴۴۸، ۴۴۹، ۴۵۰، ۴۵۱، ۴۵۲، ۴۵۳، ۴۵۴، ۴۵۵، ۴۵۶، ۴۵۷، ۴۵۸، ۴۵۹، ۴۶۰، ۴۶۱، ۴۶۲، ۴۶۳، ۴۶۴، ۴۶۵، ۴۶۶، ۴۶۷، ۴۶۸، ۴۶۹، ۴۷۰، ۴۷۱، ۴۷۲، ۴۷۳، ۴۷۴، ۴۷۵، ۴۷۶، ۴۷۷، ۴۷۸، ۴۷۹، ۴۸۰، ۴۸۱، ۴۸۲، ۴۸۳، ۴۸۴، ۴۸۵، ۴۸۶، ۴۸۷، ۴۸۸، ۴۸۹، ۴۹۰، ۴۹۱، ۴۹۲، ۴۹۳، ۴۹۴، ۴۹۵، ۴۹۶، ۴۹۷، ۴۹۸، ۴۹۹، ۵۰۰، ۵۰۱، ۵۰۲، ۵۰۳، ۵۰۴، ۵۰۵، ۵۰۶، ۵۰۷، ۵۰۸، ۵۰۹، ۵۱۰، ۵۱۱، ۵۱۲، ۵۱۳، ۵۱۴، ۵۱۵، ۵۱۶، ۵۱۷، ۵۱۸، ۵۱۹، ۵۲۰، ۵۲۱، ۵۲۲، ۵۲۳، ۵۲۴، ۵۲۵، ۵۲۶، ۵۲۷، ۵۲۸، ۵۲۹، ۵۳۰، ۵۳۱، ۵۳۲، ۵۳۳، ۵۳۴، ۵۳۵، ۵۳۶، ۵۳۷، ۵۳۸، ۵۳۹، ۵۴۰، ۵۴۱، ۵۴۲، ۵۴۳، ۵۴۴، ۵۴۵، ۵۴۶، ۵۴۷، ۵۴۸، ۵۴۹، ۵۵۰، ۵۵۱، ۵۵۲، ۵۵۳، ۵۵۴، ۵۵۵، ۵۵۶، ۵۵۷، ۵۵۸، ۵۵۹، ۵۶۰، ۵۶۱، ۵۶۲، ۵۶۳، ۵۶۴، ۵۶۵، ۵۶۶، ۵۶۷، ۵۶۸، ۵۶۹، ۵۷۰، ۵۷۱، ۵۷۲، ۵۷۳، ۵۷۴، ۵۷۵، ۵۷۶، ۵۷۷، ۵۷۸، ۵۷۹، ۵۸۰، ۵۸۱، ۵۸۲، ۵۸۳، ۵۸۴، ۵۸۵، ۵۸۶، ۵۸۷، ۵۸۸، ۵۸۹، ۵۹۰، ۵۹۱، ۵۹۲، ۵۹۳، ۵۹۴، ۵۹۵، ۵۹۶، ۵۹۷، ۵۹۸، ۵۹۹، ۶۰۰، ۶۰۱، ۶۰۲، ۶۰۳، ۶۰۴، ۶۰۵، ۶۰۶، ۶۰۷، ۶۰۸، ۶۰۹، ۶۱۰، ۶۱۱، ۶۱۲، ۶۱۳، ۶۱۴، ۶۱۵، ۶۱۶، ۶۱۷، ۶۱۸، ۶۱۹، ۶۲۰، ۶۲۱، ۶۲۲، ۶۲۳، ۶۲۴، ۶۲۵، ۶۲۶، ۶۲۷، ۶۲۸، ۶۲۹، ۶۳۰، ۶۳۱، ۶۳۲، ۶۳۳، ۶۳۴، ۶۳۵، ۶۳۶، ۶۳۷، ۶۳۸، ۶۳۹، ۶۴۰، ۶۴۱، ۶۴۲، ۶۴۳، ۶۴۴، ۶۴۵، ۶۴۶، ۶۴۷، ۶۴۸، ۶۴۹، ۶۵۰، ۶۵۱، ۶۵۲، ۶۵۳، ۶۵۴، ۶۵۵، ۶۵۶، ۶۵۷، ۶۵۸، ۶۵۹، ۶۶۰، ۶۶۱، ۶۶۲، ۶۶۳، ۶۶۴، ۶۶۵، ۶۶۶، ۶۶۷، ۶۶۸، ۶۶۹، ۶۷۰، ۶۷۱، ۶۷۲، ۶۷۳، ۶۷۴، ۶۷۵، ۶۷۶، ۶۷۷، ۶۷۸، ۶۷۹، ۶۸۰، ۶۸۱، ۶۸۲، ۶۸۳، ۶۸۴، ۶۸۵، ۶۸۶، ۶۸۷، ۶۸۸، ۶۸۹، ۶۹۰، ۶۹۱، ۶۹۲، ۶۹۳، ۶۹۴، ۶۹۵، ۶۹۶، ۶۹۷، ۶۹۸، ۶۹۹، ۷۰۰، ۷۰۱، ۷۰۲، ۷۰۳، ۷۰۴، ۷۰۵، ۷۰۶، ۷۰۷، ۷۰۸، ۷۰۹، ۷۱۰، ۷۱۱، ۷۱۲، ۷۱۳، ۷۱۴، ۷۱۵، ۷۱۶، ۷۱۷، ۷۱۸، ۷۱۹، ۷۲۰، ۷۲۱، ۷۲۲، ۷۲۳، ۷۲۴، ۷۲۵، ۷۲۶، ۷۲۷، ۷۲۸، ۷۲۹، ۷۳۰، ۷۳۱، ۷۳۲، ۷۳۳، ۷۳۴، ۷۳۵، ۷۳۶، ۷۳۷، ۷۳۸، ۷۳۹، ۷۴۰، ۷۴۱، ۷۴۲، ۷۴۳، ۷۴۴، ۷۴۵، ۷۴۶، ۷۴۷، ۷۴۸، ۷۴۹، ۷۵۰، ۷۵۱، ۷۵۲، ۷۵۳، ۷۵۴، ۷۵۵، ۷۵۶، ۷۵۷، ۷۵۸، ۷۵۹، ۷۶۰، ۷۶۱، ۷۶۲، ۷۶۳، ۷۶۴، ۷۶۵، ۷۶۶، ۷۶۷، ۷۶۸، ۷۶۹، ۷۷۰، ۷۷۱، ۷۷۲، ۷۷۳، ۷۷۴، ۷۷۵، ۷۷۶، ۷۷۷، ۷۷۸، ۷۷۹، ۷۸۰، ۷۸۱، ۷۸۲، ۷۸۳، ۷۸۴، ۷۸۵، ۷۸۶، ۷۸۷، ۷۸۸، ۷۸۹، ۷۹۰، ۷۹۱، ۷۹۲، ۷۹۳، ۷۹۴، ۷۹۵، ۷۹۶، ۷۹۷، ۷۹۸، ۷۹۹، ۸۰۰، ۸۰۱، ۸۰۲، ۸۰۳، ۸۰۴، ۸۰۵، ۸۰۶، ۸۰۷، ۸۰۸، ۸۰۹، ۸۱۰، ۸۱۱، ۸۱۲، ۸۱۳، ۸۱۴، ۸۱۵، ۸۱۶، ۸۱۷، ۸۱۸، ۸۱۹، ۸۲۰، ۸۲۱، ۸۲۲، ۸۲۳، ۸۲۴، ۸۲۵، ۸۲۶، ۸۲۷، ۸۲۸، ۸۲۹، ۸۳۰، ۸۳۱، ۸۳۲، ۸۳۳، ۸۳۴، ۸۳۵، ۸۳۶، ۸۳۷، ۸۳۸، ۸۳۹، ۸۴۰، ۸۴۱، ۸۴۲، ۸۴۳، ۸۴۴، ۸۴۵، ۸۴۶، ۸۴۷، ۸۴۸، ۸۴۹، ۸۵۰، ۸۵۱، ۸۵۲، ۸۵۳، ۸۵۴، ۸۵۵، ۸۵۶، ۸۵۷، ۸۵۸، ۸۵۹، ۸۶۰، ۸۶۱، ۸۶۲، ۸۶۳، ۸۶۴، ۸۶۵، ۸۶۶، ۸۶۷، ۸۶۸، ۸۶۹، ۸۷۰، ۸۷۱، ۸۷۲، ۸۷۳، ۸۷۴، ۸۷۵، ۸۷۶، ۸۷۷، ۸۷۸، ۸۷۹، ۸۸۰، ۸۸۱، ۸۸۲، ۸۸۳، ۸۸۴، ۸۸۵، ۸۸۶، ۸۸۷، ۸۸۸، ۸۸۹، ۸۹۰، ۸۹۱، ۸۹۲، ۸۹۳، ۸۹۴، ۸۹۵، ۸۹۶، ۸۹۷، ۸۹۸، ۸۹۹، ۹۰۰، ۹۰۱، ۹۰۲، ۹۰۳، ۹۰۴، ۹۰۵، ۹۰۶، ۹۰۷، ۹۰۸، ۹۰۹، ۹۱۰، ۹۱۱، ۹۱۲، ۹۱۳، ۹۱۴، ۹۱۵، ۹۱۶، ۹۱۷، ۹۱۸، ۹۱۹، ۹۲۰، ۹۲۱، ۹۲۲، ۹۲۳، ۹۲۴، ۹۲۵، ۹۲۶، ۹۲۷، ۹۲۸، ۹۲۹، ۹۳۰، ۹۳۱، ۹۳۲، ۹۳۳، ۹۳۴، ۹۳۵، ۹۳۶، ۹۳۷، ۹۳۸، ۹۳۹، ۹۴۰، ۹۴۱، ۹۴۲، ۹۴۳، ۹۴۴، ۹۴۵، ۹۴۶، ۹۴۷، ۹۴۸، ۹۴۹، ۹۵۰، ۹۵۱، ۹۵۲، ۹۵۳، ۹۵۴، ۹۵۵، ۹۵۶، ۹۵۷، ۹۵۸، ۹۵۹، ۹۶۰، ۹۶۱، ۹۶۲، ۹۶۳، ۹۶۴، ۹۶۵، ۹۶۶، ۹۶۷، ۹۶۸، ۹۶۹، ۹۷۰، ۹۷۱، ۹۷۲، ۹۷۳، ۹۷۴، ۹۷۵، ۹۷۶، ۹۷۷، ۹۷۸، ۹۷۹، ۹۸۰، ۹۸۱، ۹۸۲، ۹۸۳، ۹۸۴، ۹۸۵، ۹۸۶، ۹۸۷، ۹۸۸، ۹۸۹، ۹۹۰، ۹۹۱، ۹۹۲، ۹۹۳، ۹۹۴، ۹۹۵، ۹۹۶، ۹۹۷، ۹۹۸، ۹۹۹، ۱۰۰۰، ۱۰۰۱، ۱۰۰۲، ۱۰۰۳، ۱۰۰۴، ۱۰۰۵، ۱۰۰۶، ۱۰۰۷، ۱۰۰۸، ۱۰۰۹، ۱۰۱۰، ۱۰۱۱، ۱۰۱۲، ۱۰۱۳، ۱۰۱۴، ۱۰۱۵، ۱۰۱۶، ۱۰۱۷، ۱۰۱۸، ۱۰۱۹، ۱۰۲۰، ۱۰۲۱، ۱۰۲۲، ۱۰۲۳، ۱۰۲۴، ۱۰۲۵، ۱۰۲۶، ۱۰۲۷، ۱۰۲۸، ۱۰۲۹، ۱۰۳۰، ۱۰۳۱، ۱۰۳۲، ۱۰۳۳، ۱۰۳۴، ۱۰۳۵، ۱۰۳۶، ۱۰۳۷، ۱۰۳۸، ۱۰۳۹، ۱۰۴۰، ۱۰۴۱، ۱۰۴۲، ۱۰۴۳، ۱۰۴۴، ۱۰۴۵، ۱۰۴۶، ۱۰۴۷، ۱۰۴۸، ۱۰۴۹، ۱۰۵۰، ۱۰۵۱، ۱۰۵۲، ۱۰۵۳، ۱۰۵۴، ۱۰۵۵، ۱۰۵۶، ۱۰۵۷، ۱۰۵۸، ۱۰۵۹، ۱۰۶۰، ۱۰۶۱، ۱۰۶۲، ۱۰۶۳، ۱۰۶۴، ۱۰۶۵، ۱۰۶۶، ۱۰۶۷، ۱۰۶۸، ۱۰۶۹، ۱۰۷۰، ۱۰۷۱، ۱۰۷۲، ۱۰۷۳، ۱۰۷۴، ۱۰۷۵، ۱۰۷۶، ۱۰۷۷، ۱۰۷۸، ۱۰۷۹، ۱۰۸۰، ۱۰۸۱، ۱۰۸۲، ۱۰۸۳، ۱۰۸۴، ۱۰۸۵، ۱۰۸۶، ۱۰۸۷، ۱۰۸۸، ۱۰۸۹، ۱۰۹۰، ۱۰۹۱، ۱۰۹۲، ۱۰۹۳، ۱۰۹۴، ۱۰۹۵، ۱۰۹۶، ۱۰۹۷، ۱۰۹۸، ۱۰۹۹، ۱۱۰۰، ۱۱۰۱، ۱۱۰۲، ۱۱۰۳، ۱۱۰۴، ۱۱۰۵، ۱۱۰۶، ۱۱۰۷، ۱۱۰۸، ۱۱۰۹، ۱۱۱۰، ۱۱۱۱، ۱۱۱۲، ۱۱۱۳، ۱۱۱۴، ۱۱۱۵، ۱۱۱۶، ۱۱۱۷، ۱۱۱۸، ۱۱۱۹، ۱۱۲۰، ۱۱۲۱، ۱۱۲۲، ۱۱۲۳، ۱۱۲۴، ۱۱۲۵، ۱۱۲۶، ۱۱۲۷، ۱۱۲۸، ۱۱۲۹، ۱۱۳۰، ۱۱۳۱، ۱۱۳۲، ۱۱۳۳، ۱۱۳۴، ۱۱۳۵، ۱۱۳۶، ۱۱۳۷، ۱۱۳۸، ۱۱۳۹، ۱۱۴۰، ۱۱۴۱، ۱۱۴۲، ۱۱۴۳، ۱۱۴۴، ۱۱۴۵، ۱۱۴۶، ۱۱۴۷، ۱۱۴۸، ۱۱۴۹، ۱۱۵۰، ۱۱۵۱، ۱۱۵۲، ۱۱۵۳، ۱۱۵۴، ۱۱۵۵، ۱۱۵۶، ۱۱۵۷، ۱۱۵۸، ۱۱۵۹، ۱۱۶۰، ۱۱۶۱، ۱۱۶۲، ۱۱۶۳، ۱۱۶۴، ۱۱۶۵، ۱۱۶۶، ۱۱۶۷، ۱۱۶۸، ۱۱۶۹، ۱۱۷۰، ۱۱۷۱، ۱۱۷۲، ۱۱۷۳، ۱۱۷۴، ۱۱۷۵، ۱۱۷۶، ۱۱۷۷، ۱۱۷۸، ۱۱۷۹، ۱۱۸۰، ۱۱۸۱، ۱۱۸۲، ۱۱۸۳، ۱۱۸۴، ۱۱۸۵، ۱۱۸۶، ۱۱۸۷، ۱۱۸۸، ۱۱۸۹، ۱۱۹۰، ۱۱۹۱، ۱۱۹۲، ۱۱۹۳، ۱۱۹۴، ۱۱۹۵، ۱۱۹۶، ۱۱۹۷، ۱۱۹۸، ۱۱۹۹، ۱۲۰۰، ۱۲۰۱، ۱۲۰۲، ۱۲۰۳، ۱۲۰۴، ۱۲۰۵، ۱۲۰۶، ۱۲۰۷، ۱۲۰۸، ۱۲۰۹، ۱۲۱۰، ۱۲۱۱، ۱۲۱۲، ۱۲۱۳، ۱۲۱۴، ۱۲۱۵، ۱۲۱۶، ۱۲۱۷، ۱۲۱۸، ۱۲۱۹، ۱۲۲۰، ۱۲۲۱، ۱۲۲۲، ۱۲۲۳، ۱۲۲۴، ۱۲۲۵، ۱۲۲۶، ۱۲۲۷، ۱۲۲۸، ۱۲۲۹، ۱۲۳۰، ۱۲۳۱، ۱۲۳۲، ۱۲۳۳، ۱۲۳۴، ۱۲۳۵، ۱۲۳۶، ۱۲۳۷، ۱۲۳۸، ۱۲۳۹، ۱۲۴۰، ۱۲۴۱، ۱۲۴۲، ۱۲۴۳، ۱۲۴۴، ۱۲۴۵، ۱۲۴۶، ۱۲۴۷، ۱۲۴۸، ۱۲۴۹، ۱۲۵۰، ۱۲۵۱، ۱۲۵۲، ۱۲۵۳، ۱۲۵۴، ۱۲۵۵، ۱۲۵۶، ۱۲۵۷، ۱۲۵۸، ۱۲۵۹، ۱۲۶۰، ۱۲۶۱، ۱۲۶۲، ۱۲۶۳، ۱۲۶۴، ۱۲۶۵، ۱۲۶۶، ۱۲۶۷، ۱۲۶۸، ۱۲۶۹، ۱۲۷۰، ۱۲۷۱، ۱۲۷۲، ۱۲۷۳، ۱۲۷۴، ۱۲۷۵، ۱۲۷۶، ۱۲۷۷، ۱۲۷۸، ۱۲۷۹، ۱۲۸۰، ۱۲۸۱، ۱۲۸۲، ۱۲۸۳، ۱۲۸۴، ۱۲۸۵، ۱۲۸۶، ۱۲۸۷، ۱۲۸۸، ۱۲۸۹، ۱۲۹۰، ۱۲۹۱، ۱۲۹۲، ۱۲۹۳، ۱۲۹۴، ۱۲۹۵، ۱۲۹۶، ۱۲۹۷، ۱۲۹۸، ۱۲۹۹، ۱۳۰۰، ۱۳۰۱، ۱۳۰۲، ۱۳۰۳، ۱۳۰۴، ۱۳۰۵، ۱۳۰۶، ۱۳۰۷، ۱۳۰۸، ۱۳۰۹، ۱۳۱۰، ۱۳۱۱، ۱۳۱۲، ۱۳۱۳، ۱۳۱۴، ۱۳۱۵، ۱۳۱۶، ۱۳۱۷، ۱۳۱۸، ۱۳۱۹، ۱۳۲۰، ۱۳۲۱، ۱۳۲۲، ۱۳۲۳، ۱۳۲۴، ۱۳۲۵، ۱۳۲۶، ۱۳۲۷، ۱۳۲۸، ۱۳۲۹، ۱۳۳۰، ۱۳۳۱، ۱۳۳۲، ۱۳۳۳، ۱۳۳۴، ۱۳۳۵، ۱۳۳۶، ۱۳۳۷، ۱۳۳۸، ۱۳۳۹، ۱۳۴۰، ۱۳۴۱، ۱۳۴۲، ۱۳۴۳، ۱۳۴۴، ۱۳۴۵، ۱۳۴۶، ۱۳۴۷، ۱۳۴۸، ۱۳۴۹، ۱۳۵۰، ۱۳۵۱، ۱۳۵۲، ۱۳۵۳، ۱۳۵۴، ۱۳۵۵، ۱۳۵۶، ۱۳۵۷، ۱۳۵۸، ۱۳۵۹، ۱۳۶۰، ۱۳۶۱، ۱۳۶۲، ۱۳۶۳، ۱۳۶۴، ۱۳

۴-۴-۴-دوین

اصلی (S1) در استریوت های به دست آمده برای ایستگاه ۱، ۲۴۳ درجه و ایستگاه ۹، ۳۲۰ درجه است.

در این پژوهش اطلاعات مربوط به ایستگاه ها و نتایج حاصل از استریوت ها در شکل ۶ آورده شده است و در نهایت استریوت های مربوط به هر ایستگاه و موقعیت هر ایستگاه در محدوده مورد بررسی در شکل ۹ بر روی تصویر ماهواره ای ستینل ۲ نمایش داده شده است.

سازندهای زمین شناسی در بازه زمانی دوین در محدوده مورد بررسی شامل سازندهای پادها-سیزار و ماسه سنگ های دوین پایینی که در بخش های غربی محدوده رخنمون دارد. ایستگاه های ۱ و ۹ از این سازند برداشت شده است. داده های لغزش گسلی به طور غالب شامل گسل های امتداد لغز است. استریوت های آن ها توسط نرم افزار ترسیم شده است (شکل ۶). آزیموت جهت بیشینه تنش



شکل ۹) تصویر ستینل ۲، تانسورهای تنش در منطقه مورد مطالعه، فلش های آبی، قرمز و سبز حداکثر، حداقل و متوسط فشرده سازی اصلی را نشان می دهد.



۵- نتیجه گیری

براساس داده های زمین ساخت شکننده و دیگر شواهد ساختاری و همچنین بررسی ساختارهای لتری شکل در منطقه نتایج زیر حاصل شد.

۱- تحلیل تنش دیرین تاثیر چیره زمین ساخت امتداد لغز را در منطقه نشان می دهد که تحت تاثیر سیستم گسلی انار در منطقه رخ داده است.

۲- بازسازی تنش دیرین در منطقه گویای چرخش پاد ساعتگرد از حالت عمود بر گسل انار تا موازی با آن در طول زمان است. آزمون جهت بیشینه تنش اصلی (S1) در زمان کوترنری ۱۵۳، ۱۰۲ درجه، در زمان کرتاسه ۳۰۹، ۳۲۹ درجه، در زمان تریاسیک-ژوراسیک از حالت شمال شرق-جنوب غرب به صورت پاد ساعتگرد تا شمال-جنوب و در نهایت به صورت شمال غرب-جنوب شرق، در زمان دوین ۲۴۳، ۳۲۹ درجه است. که عملکرد گسل راستالغز انار که تنش

بیشینه را در طول زمان در منطقه کنترل می کند نشان میدهد. چرخش پاد ساعتگرد که متأثر از چرخش بلوک ایران مرکزی و همگرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا در طول زمان است تأیید می شود. در این مطالعه تاثیر همگرایی صفحه عربی و تاثیر تنش اعمال شده گسل امتداد لغز انار در منطقه مورد تأیید است.

۳- نتایج حاصل از تعیین جهت تنش با استفاده از تحلیل ساختارهای لتری شکل تأییدی بر نتایج حاصل از داده های خش لغز گسلی است.

۴- وجود خش لغز در رسوبات عهد حاضر و همچنین ضخامت زیاد این رسوبات در منطقه دلیلی بر فعال بودن سیستم گسلی انار در زمان عهد حاضر در این منطقه است. برخی از خش لغزهای موجود در رسوبات عهد حاضر نیز نشان دهنده فعالیت گسل های نرمال در منطقه هستند. در مناطقی که گسل های امتداد لغز فعال هستند فعالیت گسل های نرمال و تراست نیز محرز می باشد.

Strain partitioning and accommodation of Arabia–Eurasia convergence. *Tectonophysics*, 502(1-2), 221-243.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International* 170, 436- 440

Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26 ,TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.

Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101–131.

Ramsay, J. G. and Lisle, R. J., 2000. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 3: Fault slip Analysis and Stress Tensor Calculations, Academic Press. PP.758-810.

Twiss, R.J. and Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *J Geophys Res* 103:12205–12222.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381-398.

Walker, R. and Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, V. 29, p. 567-578.

سپاسگزاری:

این مقاله بخشی از رساله دکتری حمیدرضا فخمی اردکانی براساس طرح شماره ۵۳۰۶۲ دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است، لذا از دانشگاه فردوسی مشهد جهت حمایت های به عمل آمده سپاسگزاری می شود. از لطف و محبت سردبیر محترم مجله و پیشنهادات داوران محترم نهایت تشکر و قدردانی را داریم.

منابع فارسی

آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. انتشارات زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

جعفریان، ب.، جلالی، ع.، قریب، ف.، ۱۳۸۵. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فهرج، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

هوشمندزاده، ع.، پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۶. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خرانق، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

یوسفی، م.، حسینی، ک.، نبویه، م.، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اردکان، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

References

- Angelier, J., 1994. Fault-slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, 53–100.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications* 212, 75-100
- Kargarabafghi, F., Neubauer, F., & Genser, J., 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran:



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۰، سال چهارم، شماره ۱۷

doi: 10.22077/JT.2021.4418.1114

ارزیابی کنترل کننده‌های ساختاری بر شکل‌گیری رگه‌های فلوئوریت در شمال باختر پهنه سنندج - سیرجان

مهدی بهیاری^{۱*}، منصور رضایی عزیزی^۲، علی عابدینی^۳، صمد علیپور^۳

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران m.behyari@urmia.ac.ir

^۲دانش‌آموخته دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران m.rezaei@urmia.ac.ir

^۳استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران abedini2020@yahoo.com

s.alipour@urmia.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۰۳

چکیده

در این پژوهش، تاثیر عوامل ساختاری در شکل‌گیری رگه‌های فلوئوریتی در شمال باختر پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان مورد مطالعه قرار گرفته است. بنابر تحلیل ساختاری و ریز ساختاری و بررسی مقاطع عرضی تهیه شده نشان می‌دهند که چین خوردگی ساختار اصلی در منطقه باقرآباد بوده و سیستم شکستگی‌های مرتبط با گسلش معکوس ساختارهای اصلی کنترل کننده تشکیل رگه‌های رگه‌های فلوئوریت به ترتیب در مناطق باقرآباد و قهرآباد هستند. تحلیل تصاویر ماهواره‌ای با روش‌های نسبت بانندی، تحلیل مولفه‌های اصلی و روش نقشه بردار زاویه طیفی انجام گرفته آشکار می‌کنند که واکنش محلول گرمابی با سنگ‌های مسیر جریان این سیالات سبب گسترش دگرسانی‌های پروپیلیتی و فیلیک در منطقه باقرآباد و دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک در منطقه قهرآباد شده‌اند. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه نشان داد که کانی‌سازی فلوئوریت رخ داده در منطقه باقرآباد در عمق کم (در حدود ۳۰ متر) و در دمای کم (۵۰ الی ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) رخ داده است. در صورتی که کانی‌سازی فلوئوریت در منطقه قهرآباد در عمق بیشتر (۱۵۰ الی ۲۵۰ متر) و دمای بالاتر اتفاق افتاده است. مطالعات انجام شده حکایت از آن دارد که در منطقه باقرآباد، نفوذ آب‌های جوی همراه با انحلال در شکستگی‌های واحدهای آهکی و اختلاط با محلول گرمابی باعث افزایش شوری میانبارهای سیال شده است.

کلید واژه: فلوئوریت، کنترل کننده ساختاری، نقشه دگرگونی، میانبار سیال.

Evaluation of the controlling factors in the fluorite vein mineralization in the NW Sanandaj-Sirjan Zone

Mahdi Behyari^{1*}, Mansour Rezaei Azizi², Ali Abedini³, Samad Alipour³

^{1*} Associate professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

² Ph.D. in economic geology Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

³ Professor in economic geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Abstract

In this research the impact of structural controlling factors in the fluorite mineralization was evaluated, north west of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. The structural and microstructural analysis indicated the major structure in the Bagher Abad region is fold related structures and shear fractures that cut the fold axes are the host for fluorite mineralization. In the Qahr-Abad area, fluorite deposits are reverse fault-related. Satellite image analysis with band ratio, PCA, and SAM techniques revealed the hydrothermal fluid circulation in the host rock caused the propagation of propylitic and phyllic alterations in the BA region whereas phyllic and argillic alteration in the QA region is dominated. The fluid inclusions micro-thermometry indicated in the BA region, mineralization occurred in the shallow depth approximately at 30 meters and low temperature 50-100 C°. In the QA region, mineralization takes place in the 150-200 meters and higher temperature. Analysis of salinity of the fluid inclusion shows in the BA region, mixing of meteoric water with hydrothermal fluid and Dissolution of host rock increase the salinity percent of fluid inclusion.

Key words: Fluorite, structural control, alteration map, fluid inclusion,

۱- پیش‌نوشتار

اطلاعات ارزشمندی در مورد دما، فشار و عمق تشکیل رگه‌ها به دست آورد.

فعالیت‌های آذرین در پهنه ارومیه-دختر به عنوان منشا حرارتی برای شکل‌گیری محلول‌های گرمایی عمل کرده است که غالباً با پهنه‌های کانی‌زایی قابل توجهی همراه می‌باشند. در این میان، ساختارهای سنگ میزبان نقش اساسی در شکل‌گیری نهشته‌های معدنی دارند. رگه‌های فلوتوریت به عنوان نهشته‌های گرمایی دما پایین از جمله منابعی هستند که شکل‌گیری آنها ارتباط نزدیکی با فعالیت‌های گرمایی و ساختارهای محلی دارد (Richardson and Holland 1979; Alipour et al. 2015; Zou et al. 2016; Zou et al. 2020).

در این پژوهش، دو محدوده کانی‌زایی فلوتوریت (قهرآباد و باقرآباد) در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان برای بررسی ساختارهای کنترل‌کننده در شکل‌گیری کانسارهای گرمایی دما پایین مورد استفاده قرار گرفته است. برای تحلیل‌های دقیق‌تر، علاوه بر بررسی‌های ساختاری از روش‌های سنجش از دور برای به دست آوردن الگوی شکستگی‌ها و تشخیص دگرسانی‌های همراه با کانی‌زایی استفاده شده است. در نهایت، از داده‌های میانبارهای سیال برای تشکیل دما و عمق تشکیل رگه‌ها بهره گرفته شده است. هدف این پژوهش، بررسی تاثیر کنترل‌کننده‌های ساختاری در تشکیل کانسارهای مرتبط با سیستم‌های گرمایی دما پایین مانند رگه‌های فلوتوریت در مناطق قهرآباد و باقرآباد است.

۲- زمین‌شناسی و جایگاه ژئودینامیکی

محدوده‌های مورد مطالعه در این پژوهش، در پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان واقع شده است. این پهنه، منطقه‌ای است با چندین نسل دگرشکلی که ما بین

پهنه‌های مختلف ساختاری کوهزاد زاگرس، در نتیجه همگرایی بین دو صفحه عربی و خرد قاره‌ای ایران مرکزی شکل گرفته است. این حادثه ژئودینامیکی سبب توسعه سه پهنه ساختاری و رسوبی کمربند چین خورده راندگی زاگرس (ZFTB)، پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان (SSMZ) و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) به موازات هم و با راستای شمال باختر-جنوب خاور شده است (Dilek and Sandvol 2009; Ballato et al. 2010; Agard et al. 2011; Behyari and Shahbazi 2019). ادامه همگرایی صفحه عربی به سمت شمال سبب شکل‌گیری الگوی پیچیده دگرشکلی در این پهنه‌ها شده است. افزایش دگرشکلی‌ها همراه با شکل‌گیری شبکه‌ای از شکستگی‌ها و افزایش نفوذپذیری در پوسته زمین می‌باشد (شکل ۱).

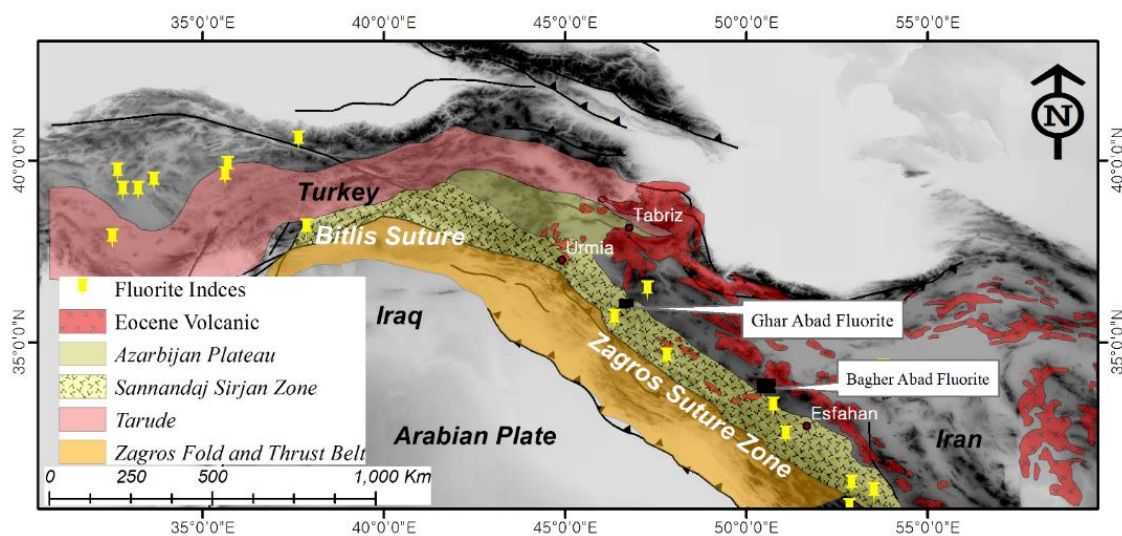
شواهد ساختاری تکامل تحت رژیم ترافشارش و تراکشن در بخش‌های مختلف زاگرس طی مطالعات متعددی مستند شده است (Mohajjel and Fergusson 2000; Sarkarnejad and Azizi 2008; Sarkarnejad et al. 2008; Mohajjel and Rasouli 2014; Behyari and Kanabi 2019). شکستگی‌های کششی که تحت این رژیم‌ها شکل می‌گیرد، ممکن است میزبان کانه‌زایی‌هایی با منشا گرمایی باشند (Fischer et al. 2009; Aliyari et al. 2012; Alizadeh-Dinabad et al. 2013; Almasi et al. 2017). تغییرات ساختاری، حرارتی و ژئوشیمیایی باعث تغییرات در رگه‌ها می‌شود. بنابراین، رگه‌ها می‌توانند اطلاعات ارزشمندی در مورد تاریخچه تکامل زمین‌شناسی یک منطقه را ارائه دهند. همچنین، از رگه‌ها

می‌توان برای تفکیک فازهای مختلف دگرشکلی استفاده نمود (Faghih and Sarkarnejad 2011; Behyari and Shahbazi 2019). به طور معمول، رگه‌ها حاوی میانبارهای سیال نیز هستند که می‌توان با مطالعه آنها

پوسته جایگیری نموده‌اند (Azizi et al. 2015; Zhang et al. 2018b). دسته سوم، فعالیت‌های آذرین مرتبط با حوادث پس از برخورد پالئوسن تا ائوسن هستند (Zhang et al. 2018b). در واقع، در دوره‌های زمانی مختلف توده‌های آذرین نفوذی تامین کننده حرارت مورد نیاز برای توسعه دگرگونی‌ها، دگرشکلی‌ها و کانی‌زایی‌ها بوده‌اند.

در هر دو محدوده مورد مطالعه، آثار فعالیت‌های آذرین قابل مشاهده است. مطالعات پیشین در مورد شکل‌گیری نشانه‌های فلئوریت نشان داده است که اغلب فلئوریت‌ها در مرز پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان با کمان ماگمایی ارومیه دختر شکل گرفته‌اند (Rezaei et al. 2017). همچنین، فلئوریت‌هایی که سنگ میزبان آنها کربناته بوده است، بیشتر در نزدیکی پهنه زاگرس توسعه و گسترش یافته‌اند (Rajabi et al. 2013). حضور توده‌های آتشفشانی ائوسن در نزدیکی کانسارهای فلئوریت‌ها نشان می‌دهد که سیالات گرمایی مشتق از این توده‌ها از طریق شکستگی‌هایی که توسط ساختارهای منطقه کنترل می‌شود، سبب گسترش پهنه‌های دگرسانی شده است.

کمر بند چین خورده رانده زاگرس و کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته است. از لحاظ تکنواستراتیگرافی، این پهنه شامل رسوبات و سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک تا سنوزوییک می‌باشد که بر روی کمر بند چین خورده گسل خورده زاگرس رانده شده است (Mohajjel et al. 2003; Agard et al. 2005; Sheikholeslami 2015). شواهد آغاز فرورانش نئوتیس تا برخورد نهایی صفحه عربی با خرد قاره ایران مرکزی در پهنه سنندج - سیرجان به شکل چندین نسل دگرشکلی همراه با نفوذ توده‌های آذرین ثبت شده است (Azizi et al. 2011; Zhang et al. 2018a; Zhang et al. 2018b; Behyari and Kanabi 2019). این توده‌های آذرین می‌توانند به صورت منبع حرارتی برای شکل‌گیری محلول‌های گرمایی عمل کنند. فعالیت‌های آذرین در سنندج - سیرجان به سه دسته کلی قابل تقسیم می‌باشد. دسته اول، فعالیت‌های آذرین ناشی از بسته شدن پروتوتیس به سن نئوپروتوزوییک بالایی تا کامبرین هستند (Hassanzadeh et al. 2008; Moghadam et al. 2015; Badr et al. 2018). دسته دوم، فعالیت‌های آذرین مرتبط با آغاز فرورانش نئوتیس و شکل‌گیری پنجره فرورانشی می‌باشند که به طور عمده در مزوزوییک در



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای مناطق مورد مطالعه به همراه نشانه‌های فلئوریت در پهنه سنندج - سیرجان.

۲-۱. زمین شناسی منطقه باقرآباد

منطقه باقرآباد در جنوب خاوری شهرستان محلاتدر مرز بین پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته است. قدیمی ترین واحد سنگی در این منطقه، مربوط به سنگ دولومیت های سازند سلطانیه (Es) به سن نئوپروتروزویک و کامبرین زیرین می باشد. در برخی از بخش های منطقه، برونزدهای از ماسه سنگ های سازندهای زاگون و لالون (El) به سن کامبرین زیرین مشاهده می شود. سنگ های کربناتی و ماسه سنگ های سازند میلا به سن کامبرین بالایی در این منطقه دارای گسترش زیادی هستند. این سازند، به صورت دگرشیب توسط سنگ دولومیت ها و سنگ آهک های پرمین و تریاس زیرین (P) پوشیده شده است. سازند شمشک به سن ژوراسیک زیرین (Js) با ترکیب سنگ شناسی شیل، ماسه سنگ، دولومیت و آهک بر روی واحدهای سنگی تریاس زیرین قرار گرفته است (RASHIDNEZHAD et al. 2002). غرب محدوده مورد مطالعه، سنگ آهک های اریتولین دار کرتاسه برونزد دارند در منطقه باقرآباد، سازند شمشک با ترکیب سنگ شناسی شیل، ماسه سنگ، سنگ دولومیت و سنگ آهک های دگرگون نشده میزبان کانی زایی فلوئوریت به شکل رگه ای می باشد. رگه های فلوئوریت در این منطقه، دارای راستای خاوری-باختری بوده و طولی در حدود ۵۰۰ متر دارند. ضخامت آنها بین ۱۰ سانتی متر تا ۵ متر تغییر می کند (شکل 2a). در نمونه های دستی مرز مشخص رگه با دیواره که نشان دهنده جایگیری رگه های فلوئوریتی در شکستگی های منطقه می باشد (شکل 2b). بنابر مطالعات میکروسکپی، در رگه هایی حاوی فلوئوریت، کانی کوارتز به عنوان کانی همراه دیده می - شود (شکل 2c).

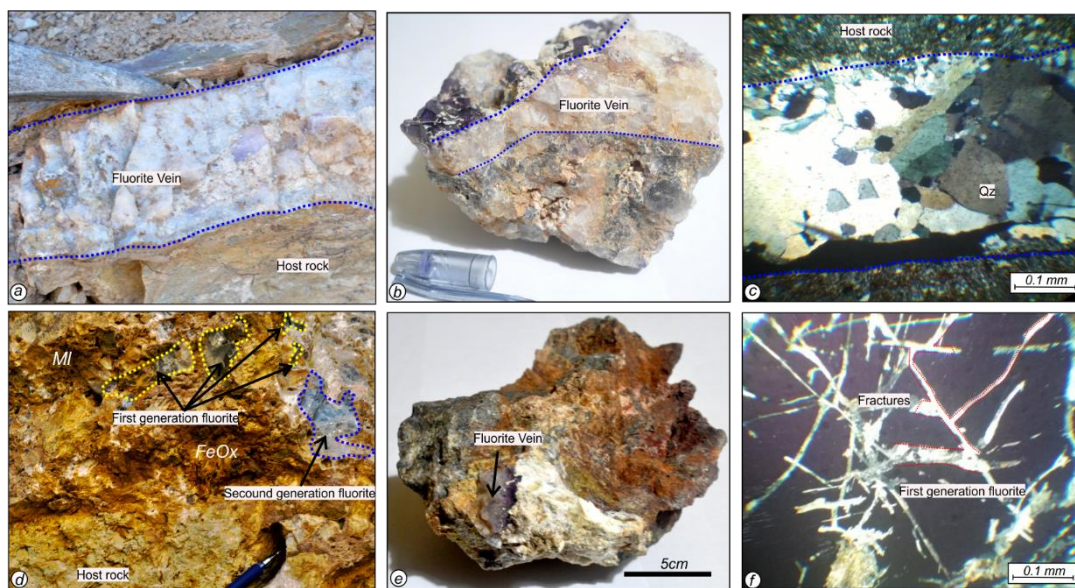
۲-۲. زمین شناسی منطقه قهرآباد

منطقه قهرآباد در جنوب خاوری شهرستان سقز در بخش شمالی پهنه سنندج سیرجان واقع شده است. سنگ - شناسی منطقه از قدیم به جدید عبارت است از: واحدهای دگرگونی غیر طبقه بندی شده شامل آمفیبولیت، گنایس، میکاشیست، فیلیت به همراه سنگ های آتشفشانی آندزیتی (Mt) و واحدهای سنگ آهکی و سنگ دولومیتی قبل از پرمین (MI). دسته بعدی از واحدهای سنگی که در منطقه دارای وسعت قابل توجهی هستند، آهک های اوریتولین دار به همراه دولومیت کرتاسه (Kml) و واحدهای آندزیتی و پیروکسن آندزیت می - باشند (An). مطالعات صحرایی نشان می دهد که کانی - زایی فلوئوریت در این منطقه به صورت رگه ای در سنگ میزبان آهکی تریاس اتفاق افتاده است. رخنمون این واحد آهکی تریاس در امتداد گسل راندگی با راستای تقریبی خاوری-باختری می باشد. ضخامت رگه های فلوئوریت در این منطقه از ۲ سانتی متر تا ۱ متر در نوسان است (شکل 2d). مرز رگه های فلوئوریت با سنگ میزبان آهکی به طور کامل مشخص نیست و به صورت کاملاً خرد شده می باشد (شکل 2e). سنگ میزبان آهکی رنگ قهوه ای روشن داشته و فاقد فسیل است. در این محدوده، کانی زایی فلوئوریت به دو نسل قابل تفکیک می باشد. فلوئوریت های نسل اول به صورت بلورهای بزرگ در یک زمینه میکرولیتی دیده می شود (شکل 2f). در مقابل، فلوئوریت های نسل دوم ریز دانه بوده و به رنگ آبی روشن تا بی رنگ قابل مشاهده هستند. فلوئوریت های نسل دوم معمولاً در داخل شکستگی های فلوئوریت های نسل اول توسعه یافته اند. بررسی های مقاطع نازک نشان می دهد که کلسیت، کوارتز و رس ها فازهای کانیایی همراه فلوئوریت در این منطقه می باشند.

۳- روش مطالعه

شکستگی‌ها اندازه‌گیری شد، زیرا این ساختارها سبب افزایش نفوذپذیری پوسته شده و مسیری را برای چرخش محلول گرمابی پدید آورده‌اند. همچنین، از مطالعات مبتنی بر سنجش از دور برای ارزیابی دگرسانی‌های که به همراه کانی‌زایی فلئوریت در منطقه توسعه پیدا کرده‌اند، استفاده شده است. جهت‌گیری شکستگی‌ها و پراکندگی آنها توسط تصاویر ماهواره‌ای استخراج شده و از آنالیز میان‌براه‌های سیال به منظور تخمین آخرین دما و عمق کانی-زایی بهره گرفته شده است.

به منظور بررسی ساختارهای کنترل کننده در شکل-گیری فلئوریت‌های مورد مطالعه از چندین رویکرد برای جمع‌آوری داده‌ها استفاده شده است. در مرحله اول، با توجه به برداشت‌های صحرایی و مطالعات مبتنی بر ریز ساختارها، تحلیل‌های ساختاری و جنبشی بر روی سنگ-های میزبان و رگه‌های فلئوریت انجام شد. در برداشت-های صحرایی، هندسه و جهت‌گیری فضایی گسل‌ها و



شکل ۲- تصاویر ماکروسکوپی، نمونه‌های دستی و میکروسکوپی از کانی‌زایی فلئوریت در محدوده‌های مورد مطالعه. (a) رگه فلئوریت سفید رنگ در سنگ میزبان محدوده باقرآباد. (b) نمونه دستی از جایگیری فلئوریت در شکستگی‌های منطقه باقرآباد. (c) تصویر میکروسکوپی از رگه فلئوریتی و کانی‌های همراه کوارتز با فلئوریت در محدوده باقرآباد. (d) نسل‌های مختلف فلئوریت در منطقه قهرآباد با رنگ‌های دودی و آبی روشن. (e) نمونه دستی از جایگیری فلئوریت در پهنه گسلی محدوده قهرآباد. (f) تصویر میکروسکوپی از فلئوریت‌های نسل اول و شکستگی‌های فراوان آن که میزبان فلئوریت‌های نسل دوم بوده است. همه تصاویر میکروسکوپی با نور پلاریزان متقاطع یا XPL تهیه شده‌اند.

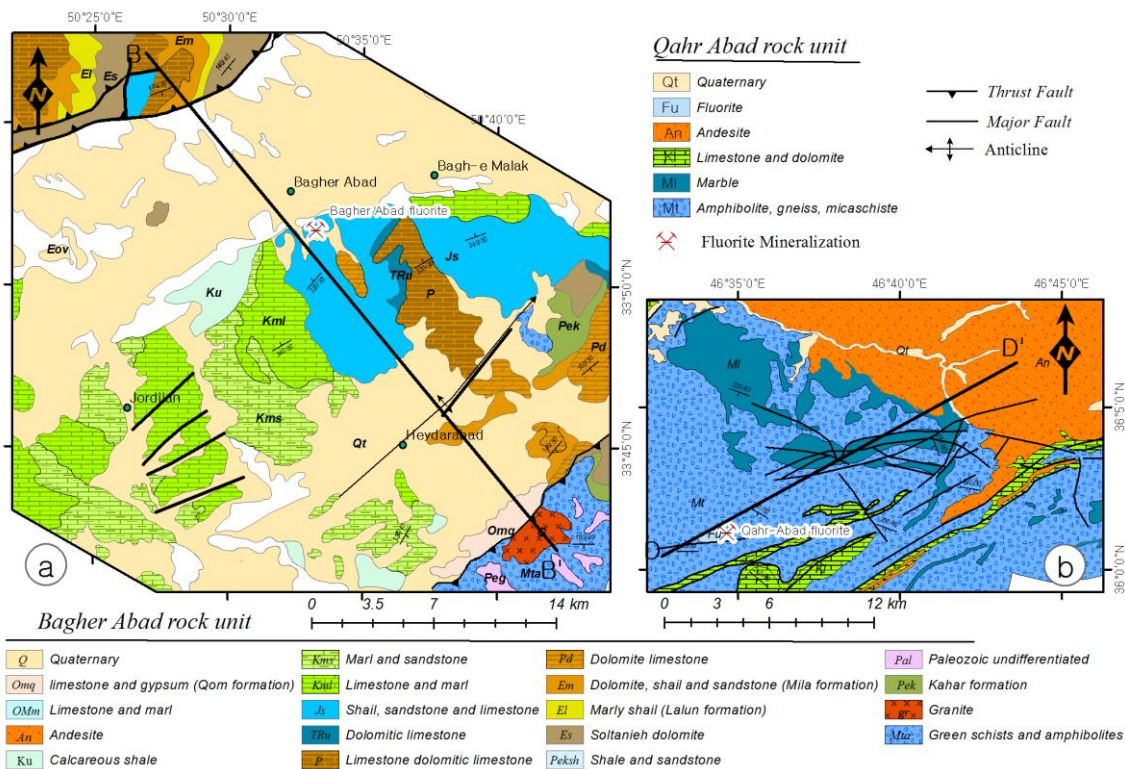
۳-۱. تحلیل هندسی

ناپیوستگی دوم بین فیلیت‌های ژوراسیک (Js) با واحدهای سنگی قدیمی‌تر واقع شده است. فاز زمین-ساختی که باعث این دگرگونی شده است، به احتمال زیاد یک فاز دیناموترمال بوده که سبب گسترش برگوارگی نافذی در واحدهای سنگی ژوراسیک (Js) شده است. طبق اندازه‌گیری‌های صحرایی، موقعیت

در محدوده باقرآباد، وجود دو ناپیوستگی بزرگ نشانگر تاثیر حوادث مهم زمین‌ساختی در منطقه می‌باشد. اولین ناپیوستگی بین واحدهای سنگ آهک بلورین پرمن و سنگ دولومیت‌های نئوپروتروزوییک و کامبرین (Es) و یا دگرگونی‌های پالتوزوییک قرار دارد.

رگه‌های فلئوریت به موازات بر گوارگی‌ها بوده و تغییر جهت بر گوارگی همراه با تغییر جهت رگه‌های فلئوریت است، به نظر می‌رسد در محدوده مورد مطالعه شکل-گیری رگه‌ها و بر گوارگی با یکدیگر مرتبط بوده‌اند. (شکل 3a).

هندسی این بر گوارگی‌ها $N85^{\circ}E/80^{\circ}NW$ می‌باشد که اغلب به عنوان میزبان رگه‌های فلئوریتی عمل کرده است. موقعیت هندسی رگه‌های فلئوریت $N80^{\circ}W/85^{\circ}NE$ بوده و معمولاً به موازات صفحات بر گوارگی جایگیری کرده‌اند. با توجه به اینکه امتداد

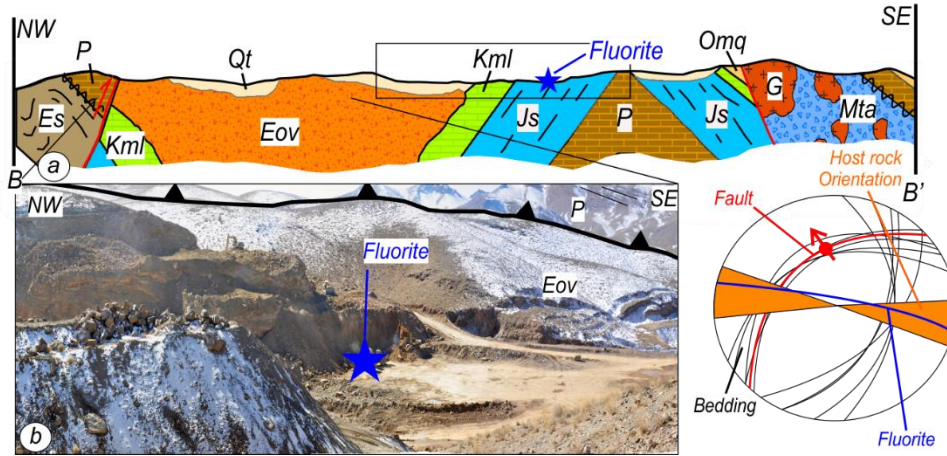


شکل ۳- نقشه‌های زمین شناسی محدوده‌های مورد مطالعه. (A) نقشه زمین شناسی محدوده باقرآباد (بازنگری شده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایرانشاه). (B) نقشه زمین شناسی منطقه قهرآباد (بازنگری شده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان و ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات).

اوسن گردیده است (شکل ۴a, b). رگه‌های فلئوریت با راستای تقریبی خاوری و باختری به صورت موازی با یکدیگر تشکیل شده است. این رگه‌ها توسط گسل‌های فرعی جابه جا شده اند (شکل ۴c).

فلئوریت‌های منطقه قهرآباد به صورت رگه‌ای، در واحد دگرشکل شده سنگ دولومیتی-سنگ آهکی تریاس تشکیل شده است. (شکل 3b). واحدهای پی-سنگ در این منطقه توسط گسل‌های معکوس با جهت شیب مخالف هم فرایش پیدا کرده است.

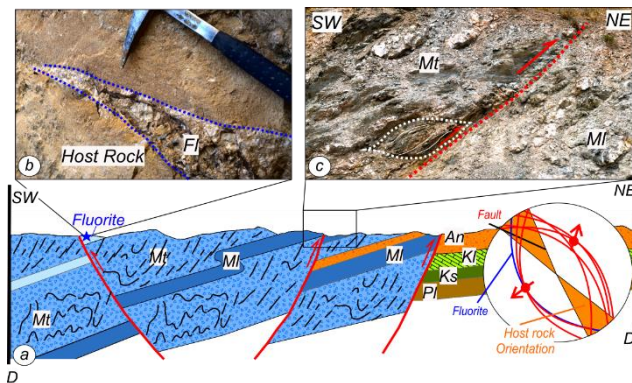
سطح محوری تاقدیس دارای جهت‌گیری $N40^{\circ}E/90^{\circ}$ می‌باشد و پلانز محور چین $30^{\circ}NE$ است. هسته تاقدیس در این منطقه شامل سنگ آهک‌های پرمین می‌باشد و سنگ‌های آتشفشانی اوسن در هسته ناودیس جایگیری شده است. راندگی‌هایی با شیب به سمت جنوب شرق ($N50^{\circ}E/75^{\circ}SE$) سبب راندگی دگرگونی-های پالئوزوییک بر روی واحدهای سنگ آهکی الیگومیوسن شده است. همچنین گسل‌های راندگی با شیب به سمت شمال غرب ($S50^{\circ}W/70^{\circ}NW$) سبب راندگی واحدهای پرمین بر روی سنگ‌های آتشفشانی



شکل ۴- مقطع عرضی در منطقه باقرآباد به همراه استرئوپلات گسل‌ها و رگه‌های فلئوریت که بر روی آن محدوده تغییرات امتداد سنگ میزبان فلئوریت‌ها با قطاع‌های نارنجی رنگ مشخص شده است. (a) جایگیری رگه‌های فلئوریت در راستای شکستگی‌های عرضی - برشی چین خوردگی واحدهای مزوزوئیک. (b) موقعیت رگه‌های فلئوریت به راستای تقریبی E-W. (c) رگه‌های فلئوریت با راستای تقریبی خاوری-باختری و تراکم شکستگی‌ها در محدوده مورد مطالعه.

چرخش محلول‌های گرمایی پدید آورده است. در کل، روند رگه‌های فلئوریت و پهنه‌های گسل معکوس در منطقه مورد مطالعه یکسان است (شکل ۵b). ساختارهای برشی همچون عدسی‌ها هماهنگ با سازوکار جنبشی راندگی برای این گسل است (شکل ۵c). با توجه به نقش گسل در شکل‌گیری فلئوریت‌های این منطقه، شکل-گیری این ذخایر همزمان تا بعد از فرآیند گسلش در منطقه بوده است.

جهت‌گیری هندسی این گسل‌ها $N35^{\circ}W/50^{\circ}NE$ و $N20^{\circ}W/40^{\circ}SW$ است (شکل ۵a). در محدوده مورد مطالعه، شیب گسل‌های اصلی به سمت جنوب غرب بوده که سبب رانده شدن پی‌سنگ منطقه بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است. رگه‌های فلئوریت در منطقه قهرآباد در راستای گسل‌های فوق با جهت تمایل (Vergence) به سمت جنوب غرب جایگیری شده است. در واقع، این پهنه گسل مسیری را برای عبور و



شکل ۵- مقطع عرضی در منطقه قهرآباد به همراه استرئوپلات گسل‌ها و رگه‌های فلئوریت که بر روی آن محدوده تغییرات امتداد سنگ میزبان فلئوریت‌ها با قطاع‌های نارنجی رنگ مشخص شده است. (a) جایگیری رگه‌های فلئوریت در پهنه گسلی با شیب به سمت شمال شرق. (b) پرشدگی شکستگی‌ها توسط رگه‌های فلئوریت. (c) شکل‌گیری ساختارهای عدسی شکل در پهنه‌های راندگی.

۳-۲. ریز ساختارها در سنگ میزبان و رگه-

های معدنی

تکامل ریز ساختارها تحت تاثیر دگرشکلی و شرایط محیطی از قبیل دما، فشار، حضور فاز سیال و رئولوژی کانی‌ها قرار دارد. بنابراین، ریز ساختارها می‌توانند به عنوان شاخصی برای تعیین شرایط دگرشکلی مورد استفاده قرار بگیرند (Passchier and Trouw 1996; Mookerjee and Fortescue 2016; Behyari and Kanabi 2019). به همین منظور، برای ارزیابی شرایط تشکیل رگه‌های فلوتوریتی در محدوده‌های مورد مطالعه بررسی‌های ریز ساختاری بر روی سنگ میزبان و رگه‌های فلوتوریتی انجام گرفته است.

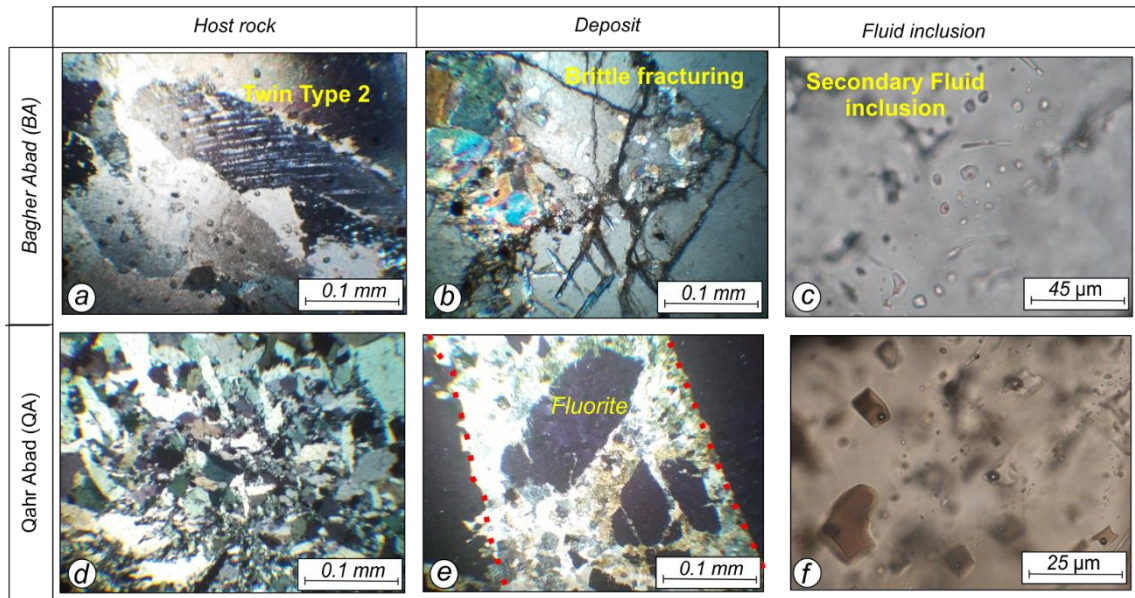
در منطقه باقرآباد، اغلب تناوب شیست‌ها و سنگ آهک‌های متبلور به عنوان سنگ میزبان بوده است. مهمترین ریزساختارها در این منطقه، دوقلویی‌های کلسیت می‌باشد. به طور معمول، این نوع دوقلویی‌ها در پاسخ سنگ میزبان به تنش‌های اعمالی ایجاد می‌شود. اندازه گیری ضخامت دوقلوها نشان می‌دهد که اغلب آنها از نوع دوقلوهایی تیپ یک یا اصطلاحاً "دما پایین می-باشد. این نوع از دوقلوها، معمولاً در دمای بین ۱۵۰ تا ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (شکل ۶a). کوارتز، کانی اصلی دیگری است که با فراوانی زیاد در سنگ میزبان دیده می‌شود. این کانی، دارای جهت یافتگی ضعیفی بوده و در حاشیه آنها به صورت ضعیف دگرشکلی از نوع bulging قابل مشاهده می‌باشد. مجموعه ریز ساختارها در سنگ میزبان دلالت بر شرایط دما پایین دگرشکلی در این محدوده دارد. بافت کاتاکلاستیکی فلوتوریت‌ها مبین حاکم بودن دگرشکلی شکننا طی کانی‌زایی می‌باشد. در چنین شرایطی، شکستگی‌ها نقش برجسته‌ای در عبور و جریان محلول گرمایی بر عهده دارند. رگه‌های فلوتوریت منطقه باقرآباد به دو نسل متمایز قابل تفکیک هستند فلوتوریت‌های

درشت بلور نسل اول در این منطقه، در نتیجه نفوذ محلول گرمایی در شکستگی‌های سنگ میزبان شکل گرفته‌اند. بنابراین، شکل‌گیری فلوتوریت‌های نسل اول در این منطقه را می‌توان همزمان با رخداد فاز دگرشکلی شکننا در نظر گرفت (شکل ۶b). فلوتوریت‌های نسل دوم ریزدانه بوده و همراه با کوارتز متبلور شده‌اند. این نوع فلوتوریت‌ها از فراوانی کمتری برخوردار هستند. به منظور بررسی دقیق‌تر شرایط دگرشکلی، مقاطع دوبر صیقلی به منظور مطالعات میانبرهای سیال تهیه گردید. آرایش خطی و اندازه ریز میانبرها در این نمونه‌ها، دلیلی بر با ثابته بودن آنها می‌باشد. این میانبرها، خود مویذ حضور فاز سیال به هنگام کانی‌زایی است که از داده‌های آنها به منظور تعیین دما و عمق شکل‌گیری فلوتوریت‌ها استفاده شده است (شکل ۶c).

در منطقه قهرآباد، واحدهای مرمیت و سنگ دولومیت سنگ میزبان کانی‌زایی هستند. تنش سبب جابه‌جایی نقاط نقص در شبکه بلوری کانی‌های کلسیت شده که در نهایت منجر به تشکیل ساختارهای دوقلویی کلسیت می‌شود ضخامت این دوقلویی‌ها در ارتباط با مقدار تنش و دما می‌باشد. دوقلویی‌های نوع یک معمولاً تا دمای ۱۷۰ درجه سانتیگراد و ضخامت یک میکرون تشکیل می‌شود. دوقلویی‌های نوع دوم در دمای ۱۷۰ تا ۲۰۰ درجه تشکیل شده و نسبت به نوع یک ضخیم‌تر می‌باشد (Ferrill et al. 2004; Craddock et al. 2007). اغلب دوقلویی‌های کلسیت، از تیپ یک بوده، هر چند که به صورت محدود دوقلویی‌های تیپ دو نیز توسعه پیدا کرده‌اند. با توجه به این داده‌ها، شرایط دگرشکلی سنگ میزبان دما پایین تخمین زده می‌شود. بافت اطراف این دوقلویی‌ها اغلب اسیمان میکرایتی می‌باشد که در اثر دگرشکلی تا حدودی تبلور دوباره پیدا کرده است. فاز کانی‌زایی مهم دیگر کوارتز می‌باشد که دارای خاموشی موجی ضعیف و بدون هرگونه جهت یافتگی ترجیحی

روی سطح آنها دیده می‌شود که دمای پایین تشکیل آن را نشان می‌دهد (شکل ۶e). میانبرهای سیال مطالعه شده در این منطقه نیز به صورت ثانویه و در راستای ترک‌ها رشد کرده و بسیار ریز دانه می‌باشند (شکل ۶f).

است (شکل ۶d). در این منطقه، بلورهای بسیار بزرگ فلونوریت شواهد مشخصی از جریان کاتاکلاستیکی را در رگه‌ها نشان می‌دهد. دانه‌های فلونوریت در این منطقه کاملاً "گوشه‌دار بوده و شکستگی‌های شکنای زیادی بر



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی رگه‌های فلونوریت در محدوده‌های باقرآباد و قهرآباد. (a) دوقلوبی‌های تیپ یک کلسیت شاخص دمای پایین دگرشکلی. نور XPL. (b) دگرشکلی کاتاکلاستیکی در شرایط دگرشکلی دما پایین در فلونوریت‌ها. نور XPL. (c) میانبرهای سیال تک فازی و دو فازی ثانویه در رگه‌های فلونوریت منطقه باقرآباد. نور PPL (d) تبلور مجدد دانه‌های کواتز بدون جهت‌یافتگی. نور XPL. (e) دگرشکلی شکنای دما پایین همراه با چرخش فلونوریت‌ها در سیمان میکرایتی ریز دانه در پهنه گسلی. نور XPL. (f) میانبرهای سیال ریز دانه ثانویه در رگه‌های فلونوریتی در منطقه قهرآباد. نور PPL.

بارسازی بهتر فیلترهای تنظیم، زوایایی برای شکستگی-های مد نظر و طول آنها در نرم افزار ژئومیتیکا تعریف شد و خطواره‌های استخراج شده در نرم افزار GIS مورد تحلیل قرار گرفت. نقشه چگالی شکستگی‌ها استخراج گردید و با اضافه کردن طول و عرض جغرافیایی برای این خطواره‌ها در نهایت نمودار گل‌سرخ (Rose diagram) شکستگی‌ها به دست آمد.

۳-۳. نقشه پراکندگی شکستگی‌ها

با توجه به تایید نقش مهم شکستگی‌ها در کانی‌زایی فلونوریت در محدوده‌های مورد مطالعه توسط مطالعات ساختاری و بررسی‌های ریز ساختاری در سنگ میزبان و خود رگه‌ها، شناسایی الگوی پراکندگی شکستگی‌ها دارای اهمیت زیادی خواهد بود (Behyari et al. 2019). بدین منظور، از تصاویر ماهواره‌ای ASTER و مدل ارتفاع رقومی منطقه برای استخراج الگوی شکستگی‌ها در محدوده‌های مورد بررسی استفاده گردید. برای

۳-۴. پردازش تصاویر ماهواره‌ای و سنجش

از دور

مطالعات تا این مرحله نقش شکستگی‌ها و محلول گرمابی را در کانی‌زایی فلوئوریت‌ها مورد تایید قرار داده است. وجود این دو عامل در کنار هم، شرایط را برای گسترش دگرسانی در سنگ‌های میزبان پدید آورده است. لذا، بررسی نوع و میزان گسترش دگرسانی‌های همراه با کانی‌زایی فلوئوریت می‌تواند به عنوان شاخص مناسبی برای شناسایی شکستگی‌هایی که همراه با این نوع کانی‌زایی بوده است، مورد استفاده قرار گیرد. با توجه به گستردگی محدوده‌های مورد مطالعه، بررسی‌های مستقیم دگرسانی‌ها از طریق نمونه‌برداری بسیار پرهزینه خواهد بود. از اینرو، از پردازش تصاویر ماهواره‌ای بدین منظور استفاده گردید. در این پژوهش، از تصاویر ماهواره‌ای ASTER برای استخراج دگرسانی‌ها بهره گرفته شد. (Crosta et al. 2003; Amer et al. 2010; Tangestani et al. 2011; Shahriari et al. 2015). با توجه به اینکه تک باند اطلاعات لازم را برای جداسازی دگرسانی‌ها در اختیار نمی‌گذارد، بهترین راه استفاده از اطلاعات چندین باند با ایجاد تصاویر کاذب چند رنگی می‌باشد. تحلیل‌های تجربی نشان داده است که برای جداسازی دگرسانی‌ها بهترین ترکیب باندی $RGB = 4, 6, 8$ می‌باشد. در این ترکیب، کانی‌های شاخص پهنه پروپیلیتیک (اپیدوت و کلریت)، پهنه آرژیلیک (آلونیت و کائولینیت) و پهنه فیلیک (ایلیت و مسکوویت) به ترتیب با رنگ‌های سبز، قرمز و آبی مشخص خواهد شد. (Tangestani et al. 2011).

در روش نسبت باندی از نسبت‌های باند بازتاب به جذب برای شناسایی کانی‌های هدف استفاده می‌کنند. برای شناسایی کانی‌های شاخص پهنه فیلیک از نسبت باندی $(5+7)/6$ ، آرژیلیک $4/5$ و پروپیلیتیک $(9+7)/8$

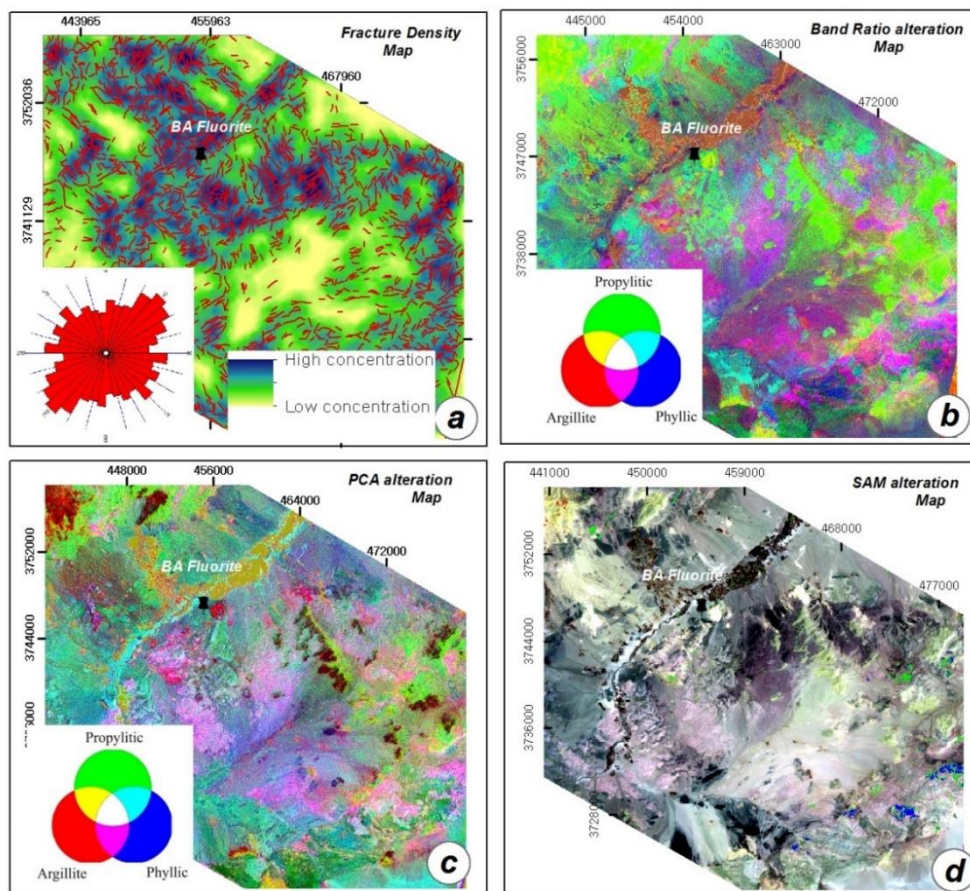
استفاده شده است. در ادامه شناسایی پهنه‌های دگرسانی از روش آنالیز مولفه‌های اصلی استفاده شد (Crosta et al. 2003). برای بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک در محدوده‌های مورد مطالعه باند ۹ و ۷ در بازتاب و باند ۸ در جذب قرار می‌گیرد. بررسی مولفه‌ها نشان داد که مولفه ۴ منطبق با باندهای جذب و بازتاب دگرسانی پروپیلیتیک می‌باشد. به همین ترتیب، برای دگرسانی فیلیک مولفه ۵ و دگرسانی پروپیلیتیک مولفه ۳ انتخاب گردید. روش نقشه بردار زاویه طیفی یک روش طبقه‌بندی نظارت شده می‌باشد. در این روش، مقایسه طیف تصاویر با کتابخانه طیفی استاندارد به منظور تشخیص کانی‌های شاخص پهنه‌های دگرسانی انجام می‌گیرد. الگوریتم SAM با استفاده از محاسبه زاویه بین دو باند محاسبه می‌شود. (Shahriari et al. 2015).

نقشه چگالی شکستگی‌ها در منطقه باقرآباد نشان می‌دهد که شکستگی‌ها در جهات مختلف پراکنده هستند، اما شکستگی‌های با راستای NE-SW دارای پراکندگی بیشتری می‌باشند. این راستا تقریباً به موازات اثر محوری چین خوردگی‌های منطقه قرار دارد. در منطقه قهرآباد، از پراکندگی شکستگی‌ها و خطواره‌ها نسبت به منطقه باقرآباد کاسته می‌شود و خطواره‌های با راستای NW-SE غالب هستند. نقشه تراکم شکستگی‌های منطقه نشان می‌دهد که شکستگی‌ها در پهنه‌های گسل به صورت چشمگیری افزایش یافته است (شکل ۷a).

با استفاده از کتابخانه طیفی USGS کانی‌های شاخص پهنه‌های دگرسانی با توجه به طیف‌های بازتاب و جذب تصاویر ماهواره ASTER استخراج شد. در منطقه باقرآباد، روش‌های نسبت باندی، تحلیل مولفه‌های اصلی و نقشه‌بردار زاویه طیفی برای استخراج نقشه‌های دگرسانی مورد استفاده قرار گرفت. نقشه RGB که توسط نقشه نسبت باندی استخراج شد، نشان داد که دگرسانی پروپیلیتیک در این منطقه غالب است و در رتبه

(شکل ۷c). در روش طبقه‌بندی نظارت شده نقشه‌بردار زاویه طیفی، زاویه ماکزیمم 0.19 برای شناسایی کائولینیت و 0.16 برای کلریت استفاده شد. نقشه استخراجی به این روش نیز نشان داد که در منطقه باقرآباد کانی‌زایی فلئوریت همراه با توسعه دگرسانی‌های پروپلیتیک و آرژیلیک همراه بوده است (شکل ۷d).

دوم، دگرسانی فیلیک قرار دارد (شکل ۷b). در این منطقه از PC3، PC4، PC5 و PC3 به ترتیب برای بارسازی دگرسانی‌های پروپلیتیک، فیلیک و آرژیلیک استفاده شد. نقشه RGB ترکیبی مستخرج از تحلیل مولفه‌های اصلی نشان داد که در منطقه باقرآباد، واحدهای شیستی و سنگ آهکی سنگ میزبان تحت تاثیر محلول گرمابی دگرسانی پروپلیتیک و فیلیک توسعه پیدا کرده‌اند



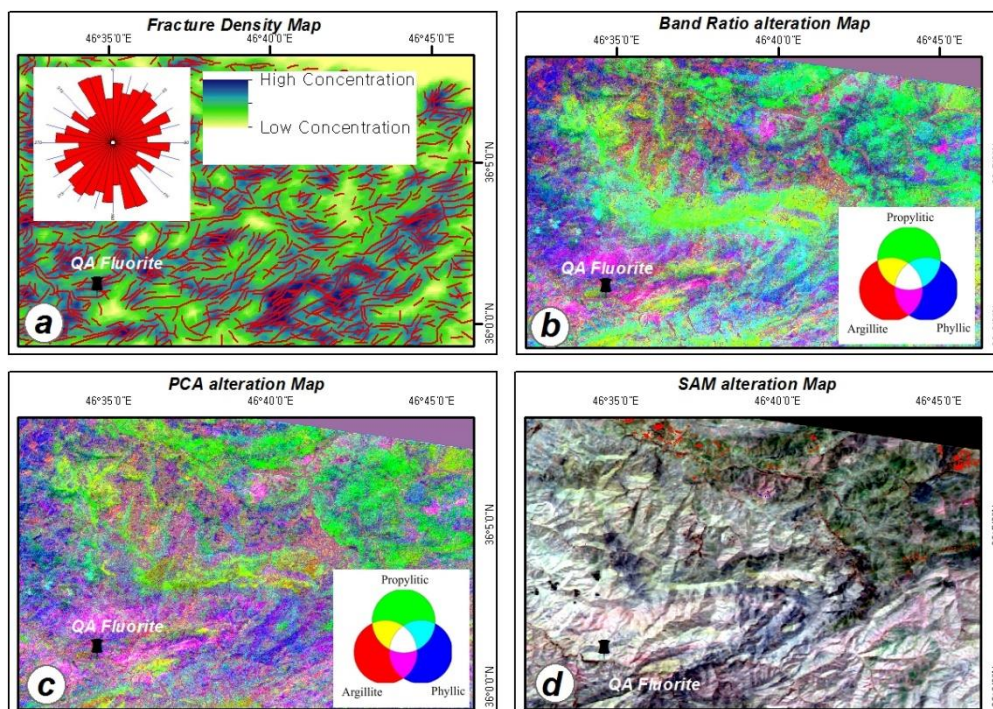
شکل ۷- نقش‌های استخراجی مطالعات سنجش از دور در منطقه باقرآباد. (a) نقشه تراکم شکستگی‌ها به همراه نمودار گل سرخی شکستگی‌ها و پراکندگی شکستگی‌ها در جهات مختلف. (b) نقشه دگرسانی نسبت بانندی و گسترش دگرسانی پروپلیتیک در محدوده رگه‌های فلئوریت. (c) نقشه آنالیز مولفه‌های اصلی PC3، PC4، PC5 و PC3 به ترتیب برای بارسازی دگرسانی‌های پروپلیتیک، فیلیک و آرژیلیک. (d) طبقه‌بندی نظارت شده نقشه‌بردار زاویه طیفی که زاویه ماکزیمم 0.19 برای شناسایی کائولینیت و 0.16 برای کلریت استفاده شد.

شکستگی‌ها را در پهنه گسلی نشان می‌دهد در این منطقه، از پراکندگی شکستگی‌ها و خطواره‌ها نسبت به منطقه

در منطقه قهرآباد، شکستگی‌ها بیشتر تحت تاثیر گسل‌ها بوده است و نقشه تراکم شکستگی‌ها مرکز

در منطقه قهرآباد، کانی‌زایی فلوئوریت همراه با دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک است (شکل ۸c). در روش نقشه بردار زاویه طیفی برای پهنه دگرسانی پروپیلیتیک زاویه 0.12 برای کلریت و برای تشخیص دگرسانی فلیک زاویه 0.1 برای مسکویت و برای تشخیص پهنه دگرسانی آرژیلیک 0.19 برای کائولینیت استفاده شد (شکل ۸d).

باقرآباد کاسته می‌شود و خطواره‌های با راستای NW-SE غالب هستند (شکل ۸a). سنگ میزبان کانی‌زایی فلوئوریت مرم‌های دگرشکل شده و سنگ دولومیت می‌باشند. نقشه‌های دگرسانی که به روش نسبت بانندی استخراج شد، گسترش دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک را در این منطقه نشان می‌دهد (شکل ۸b). تحلیل مولفه-های اصلی نیز این نتایج را تایید کرد و مشخص شد که



شکل ۸- نقشه‌های استخراجی مطالعات سنجش از دور در منطقه قهرآباد. (a) نقشه تراکم شکستگی‌ها به همراه نمودار گل سرخی شکستگی‌ها و پراکندگی شکستگی‌ها در جهات مختلف. (b) نقشه دگرسانی نسبت بانندی و گسترش دگرسانی پروپیلیتیک در محدوده رگه‌های فلوئوریت. (c) نقشه آنالیز مولفه‌های اصلی PC5، PC4 و PC3 به ترتیب برای بارز سازی دگرسانی‌های پروپیلیتیک، فلیک و آرژیلیک. (d) طبقه‌بندی نظارت شده نقشه بردار زاویه طیفی زاویه ماکزیمم برای پهنه دگرسانی پروپیلیتیک زاویه 0.12 برای کلریت، برای دگرسانی فلیک زاویه 0.1 برای مسکویت و برای پهنه دگرسانی آرژیلیک 0.19 برای کائولینیت استفاده شده است.

۴- نتایج و بحث

۴-۱. تفسیر داده‌های ساختاری

ساختارهای طی فازهای دگرشکلی فشارشی شکل گرفته‌اند. ریز ساختارهای کلسیت و کوارتزهای دگرشکل شده نشان می‌دهد، دگرشکلی در این منطقه نازک پوسته بوده و در شرایط دما پایین اتفاق افتاده است. شکستگی‌های که نقش اساسی در کانی‌زایی‌ها داشته‌اند، در ارتباط چین خوردگی‌ها می‌باشند. شکستگی‌های که موازی محور

در منطقه باقرآباد، چین خوردگی و گسل‌های رانندگی از ساختارهای مهم و اساسی هستند. این



چین خوردگی‌ها می‌باشند، دسته درزهای غالب می‌باشند و در بسیاری از موارد، میزبان رگه‌های فلئوریت بوده است. بر خلاف منطقه قهرآباد، در منطقه باقرآباد گسل‌ها نقش قابل توجهی در کانی‌زایی ندارند.

در منطقه قهرآباد، کانی‌زایی فلئوریت در پهنه گسلی اتفاق افتاده است. ساختارهای نیمه شکل‌پذیر از قبیل عدسی‌های گسلی، کانی‌های ماهی‌گون و همچنین، چرخش بلورهای فلئوریت در داخل زمینه شکل‌پذیر نشانگر توسعه رگه‌های فلئوریتی در شرایط برش ناشی از گسل می‌باشد. ساختارها و ریزساختارهای مطالعه شده از قبیل دوقلویی‌های کلسیت نشان می‌دهد که کانی‌زایی فلئوریت‌ها در شکستگی‌های ناشی از گسل در دما متوسط تا پایین اتفاق افتاده است و دما نسبت به منطقه باقرآباد بالاتر بوده است.

۴-۲. ریزدماسنجی میانبارهای سیال

عمق کانی‌زایی را می‌توان با توجه به دما تعیین نمود. میانبارهای سیال می‌توانند اطلاعات ارزشمندی در مورد دمای به دام افتادن سیال به هنگام کانی‌زایی فلئوریت در اختیار قرار دهد. دمای همگن شدن میانبارهای سیال طی فرآیند گرم کردن توسط تجهیزات لینکهام THMS-600

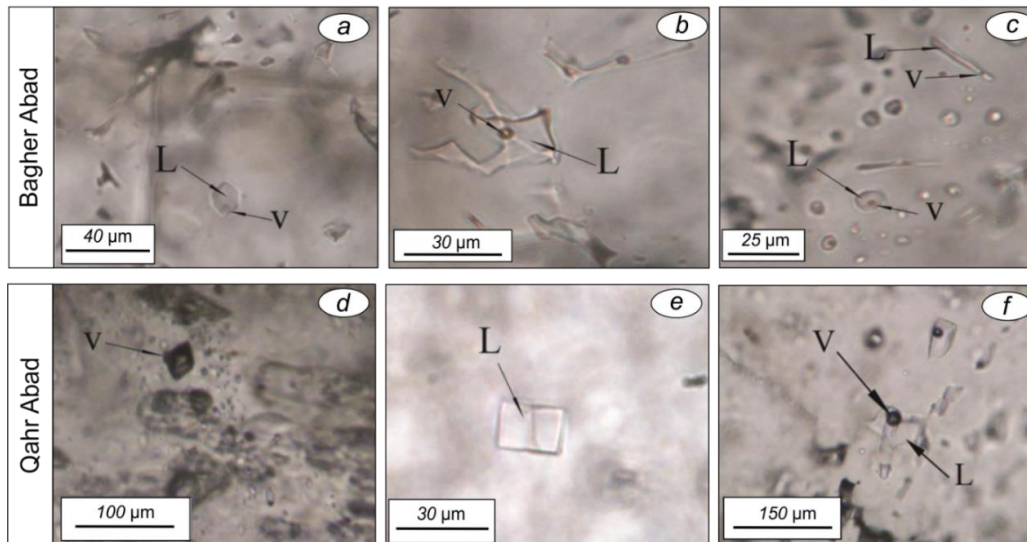
میانبارهای سیال ثانویه بسیار ریز بوده و مطالعات آن به سختی انجام گرفته است. این نوع میانبارها به دو صورت دو فازی گاز-مایع یا تک فازی مایع قابل مشاهده هستند. آنها، کوچکتر از ۸ میکرومتر بوده و در اغلب موارد، در داخل ریز ترک‌ها تشکیل شده‌اند. دمای یوتکتیک در نمونه‌های باقرآباد 52/-75 و در نمونه‌های قهرآباد 51/-17.8 می‌باشد. این داده‌ها نشان می‌دهد که دمای یوتکتیک نمونه‌های فلئوریت در محدوده‌های مورد

در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران تعیین شدند. نتایج مطالعات میانبارهای سیال برای تخمین عمق کانی‌زایی مورد استفاده قرار گرفته است.

نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی پنج نمونه از فلئوریت‌های نسل اول و دوم موجود در محدوده‌های مطالعه شده، مشخص کرد که سه نوع میانبار سیال اولیه، ثانویه و کاذب در رگه‌های فلئوریت قابل مشاهده است. اندازه میانبارهای سیال اولیه ۱۰ تا ۷۰ میکرومتر بوده و به اشکال متنوعی مانند طویل، کروی و بی‌شکل یا مربعی قابل مشاهده هستند (Rezaei Azizi et al. 2017, 2018). در منطقه باقرآباد، میانبارهای سیال اغلب به صورت دو فازی گازی و مایع هستند. میانبارهای تک فاز گازی و یا مایع به ندرت دیده می‌شوند. از لحاظ شکل، میانبارهای سیال به صورت دو فازی گاز-مایع منفی بلور کوارتزی (شکل ۹a)، دو فازی گاز-مایع بی‌شکل و کشیده (شکل ۹b) و دو فازی مایع-گاز گرد و میله‌ای (شکل ۹c) مشاهده می‌شود. در منطقه قهرآباد، میانبارهای سیال از نوع تک فاز گازی (شکل ۹d)، تک فاز مایع (شکل ۹e) و دو فاز گاز-مایع (شکل ۹f) هستند. در این منطقه، میانبارهای سیال دو فازی گاز-مایع بیشترین فراوانی را دارند و اغلب، به صورت بی‌شکل دیده می‌شوند.

مطالعه بسیار پایین‌تر از سیستم $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ است. علت این پدیده می‌تواند به علت حضور برخی نمک‌ها مانند CaCl_2 (-52°C) و یا MgCl_2 (-35°C) در محلول گرمایی باشد (Rddad and Bouhrel 2016). مطالعات پیشین مویید این نکته است که مجموعه کانی‌های همراه فلئوریت مثل کلسیت و کوارتز نشان دهنده تغییرات در ترکیبات سیال کانه‌زا می‌باشند و تغییر در کانی‌ها به علت تغییر ژئوشیمیایی سیال طی کانی‌زایی فلئوریت است

(Margoum et al. 2015). بنابراین، پیشنهاد می‌شود سیالات کانه‌زا در مناطق مورد بررسی تقریباً ترکیب ثابتی داشته‌اند.



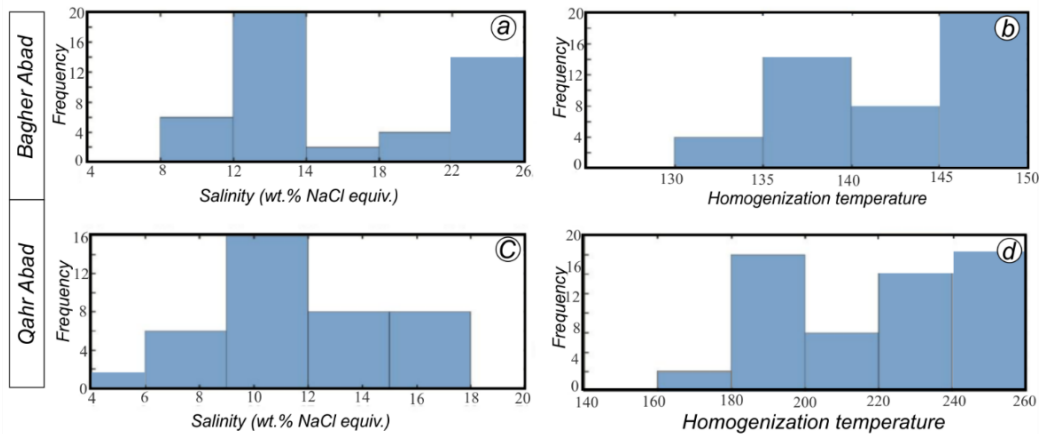
شکل ۹- ویژگی‌های میانبارهای سیال در محدوده‌های باقرآباد و قهرآباد. (a) سیال دو فازی مایع-گاز منفی بلور کوارتزی. (b) سیال دو فازی مایع-گاز بی‌شکل. (c) میانبار سیال دو فازی مایع-گاز کروی و میله‌ای. (d) سیال تک فاز گازی. (e) سیال تک فاز مایع. (f) سیال دوفازی مایع-گاز بی‌شکل.

wt.% NaCl (شکل ۱۰a) و دمای همگن شدن (TH) میانبارهای سیال در سنگ‌های میزبان رگه‌های فلئوئوریتی در منطقه باقرآباد بین ۱۲۸/۵ الی ۱۵۷ درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل ۱۰b). در منطقه قهرآباد، شوری میانبارهای سیال در بازه‌ای از ۲/۶ الی ۱۶/۴۹ wt.% NaCl (شکل ۱۰c) و دمای همگن شدن در بازه‌ای از ۱۵۸ الی ۲۵۳ درجه سانتی‌گراد در تغییر است (جدول ۱ و شکل ۱۰d).

چگالی میانبارهای سیال بر حسب gr/cm^3 در محدوده‌های مورد مطالعه طبق روش Knight and Bodnar (1989) محاسبه شده است. چگالی میانبارها در منطقه باقرآباد در فلئوئوریت‌های نسل اول در بازه ۰/۹ تا $1 gr/cm^3$ و در فلئوئوریت‌های نسل دوم ۱ تا $1/1 gr/cm^3$ در تغییر است. در منطقه قهرآباد، چگالی فلئوئوریت‌ها ۰/۸ تا $1 gr/cm^3$ می‌باشد. شوری میانبارهای سیال در منطقه باقرآباد بین ۱۲/۵ الی ۲۵/۴

جدول ۱- داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال در محدوده‌های باقرآباد و قهرآباد.

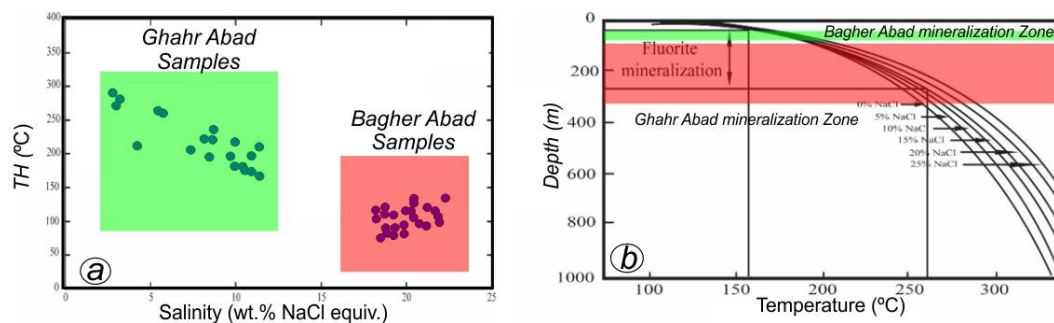
Distrcit	Host mineral	Fluorite Color/Generation	Fluid inclusion phases	Te (°C)	Salinity (NaCl Equiv. wt.%)	TH (°C)	N
Qahr Abad	Fluorite	Blue-green	L-V	-41/-21.5	2.6-16.49	148-241	18
	Fluorite	Purple	L-V	-45/-17.8	5.8-10.3	179-246	19
	Fluorite	Colorless	L-V	-38/-19.4	2.9-9.8	169-253	17
Bagher Abad	Fluorite	First generation	L-V	-80/-63	15.8-20.8	128.5-139.5	14
	Fluorite	Late generation	L-V	-61.5/-50	12.5-25.4	144-157	20



شکل ۱۰- هیستوگرام دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال مطالعه برای محدوده باقرآباد (a و b) و قهرآباد (c و d).

منطقه باقرآباد در عمق کمتر از ۱۰۰ متر و فلئوریت‌های منطقه قهرآباد در عمق ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر تشکیل شده‌اند. بنابراین، فلئوریت‌هایی که در منطقه قهرآباد در ارتباط با گسل خوردگی پدید آمده‌اند، دارای عمق بیشتر و شوری کمتر هستند. این در حالی است که فلئوریت‌های مرتبط با چین خوردگی در عمق کمتر تشکیل شده و انحلال آب‌های جوی و اختلاط آن با محلول گرمایی سبب افزایش شوری در طی توسعه آنها شده است (شکل ۱۱b).

نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری در محدوده‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که در منطقه باقرآباد، کانی‌سازی در عمق کمتری انجام شده و اختلاط آبهای جوی با محلول گرمایی باعث افزایش شوری شده است (Vinokurov et al. 2014). به نظر می‌رسد که سیال غنی از فلئوریت با pH پایین و با شوری کم به واسطه واکنش با سنگ‌های میزبان کربناته اشباع از کلسیم شده و در امتداد شکستگی‌های ساختاری کانی‌زایی صورت گرفته است (شکل ۱۱a). نمودار عمق - دمای همگن شدن پیشنهاد می‌کند که فلئوریت‌های



شکل ۱۱- داده‌های میانبارهای سیال در مناطق مورد مطالعه. (a) نمودار شوری در مقابل دمای یوتکتیک که نشانگر شوری بالا و دمای کم در منطقه باقرآباد نسبت به قهرآباد است. (b) نمودار دما در برابر عمق (Roedder 1984) برای نمونه‌های مطالعه شده که نشان می‌دهد عمق جایگیری رگه‌های فلئوریت در منطقه قهرآباد بیشتر از باقرآباد بوده است.

۵- نتیجه گیری

انحلال در درز و شکاف واحدهای آهکی باعث افزایش شوری میانبارهای سیال نسبت به منطقه قهرآباد شده است. جمع بندی اطلاعات جمع آوری شده نشان می دهد که نوع ساختار کنترل کننده بسیاری از ویژگی های رگه های فلئوریت از قبیل عمق، دما و شوری می باشد.

سپاسگزاری

این پژوهش از حمایت های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، لذا نگارندگان بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را کلیه مسئولین مربوطه اعلام می دارند. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می نمایند.

مراجع:

معانی جو، م. و میرزایی، آ. (۱۳۹۸). مطالعه کانسارهای فلوریت رگه ای باقرآباد و دره بادام بر پایه داده های عناصر خاکی کمیاب، جنوب خاور محلات، استان مرکزی. علوم زمین، ۲۸(۱۱۱)، ۲۴۷-۲۵۶. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=476001>

References

- Agard P, Omrani J, Jolivet L and Mouthereau F (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation., *International Journal of Earth Sciences* 94:401-419 doi:10.1007/s00531-005-0481-4.
- Agard P, Omrani J, Jolivet L, Whitechurch H, Vrielynck B, Spakman W, Monié P, Meyer B and Wortel R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geological Magazine* 148:692--725 doi:10.1017/S001675681100046X.
- Alipour S, Abedini A and Talaie B (2015) Geochemical characteristics of the Qahr-Abad fluorite deposit, southeast of Saqez, western Iran, *Arabian Journal of*

کانی زایی فلئوریت نمونه جالبی از اندرکنش بین ساختار، سنگ میزبان، محلول گرمایی، دما و عمق می باشد. در منطقه باقرآباد، کانی زایی فلئوریت در ارتباط با شکستگی هایی است که به موازات سطح محوری چین خوردگی بزرگ منطقه می باشند. در منطقه قهرآباد، کانی زایی در ارتباط با شکستگی های مرتبط با پهنه های گسلش معکوس رخ داده است. بررسی های ریز ساختاری نشان می دهد که در هر دو منطقه دگرشکلی و کانی زایی در دمای کم اتفاق افتاده است اما ساختارهای سنگ میزبان از قبیل دوقلویی های کلسیت در منطقه قهرآباد دمای بیشتری نسبت به باقرآباد را نشان می دهد. نقشه تراکم شکستگی ها در منطقه باقرآباد دارای پراکندگی زیادی است، اما شکستگی های در راستای محور تاقدیس منطقه زیاد بوده است. در منطقه قهرآباد، تمرکز شکستگی ها در اطراف پهنه های گسلی است. محلول گرمایی حاوی کانی فلئوریت همزمان با عبور از شکستگی های سنگ میزبان سبب توسعه پهنه های دگرسانی شده است که شاخصی برای شناسایی مناطق حاوی رگه های فلئوریت می باشد. در منطقه باقرآباد، کانی زایی فلئوریت همراه با پهنه های دگرسانی پروپیلیتیک و فلیک اتفاق افتاده است اما در منطقه باقرآباد، دگرسانی های فلیک و آرژلیک در پهنه های گسلی واجد فلئوریت گسترش یافته است.

نتایج مطالعات میانبارهای سیال اولیه و ثانویه نشان داد که در منطقه باقرآباد که شکستگی ها در ارتباط با چین خوردگی است، کانی زایی فلئوریت در عمق کم (در حدود ۳۰ متر) و در دمای کم (۵۰ الی ۱۰۰ درجه سانتی-گراد) اتفاق افتاده است. این در حالی است که کانی زایی فلئوریت منطقه قهرآباد که در ارتباط با گسل می باشد، در عمق بیشتر (۱۵۰ الی ۲۵۰ متر) رخ داده است. بررسی های بیشتر نشان داد که در منطقه باقرآباد، نفوذ آب های جوی و



- Behyari M, Kanabi A (2019) Constraining of strain ellipsoid shape from sectional data in the au bearing shear zone west of Iran, *Acta Geodynamica et Geromaterialia* 16:131-143 doi:10.13168/AGG.2019.0010
- Behyari M, Rahimsouri Y, Hoseinzadeh E and Kurd N (2019) Evaluating of lithological and structural controls on the barite mineralization by using the remote sensing, Fry and fractal methods, Northwest Iran, *Arabian Journal of Geosciences* 12:167 doi:10.1007/s12517-019-4298-z.
- Behyari M, Shahbazi M (2019) Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): Implications for Neo-Tethys post-collision events, *Journal of Structural Geology* 126:198-209 doi:10.1016/j.jsg.2019.06.002.
- Craddock JP, McKiernan AW and de Wit MJ (2007) Calcite twin analysis in syntectonic calcite, Cape Fold Belt, South Africa: Implications for fold and cleavage formation within a shallow thrust front, *Journal of Structural Geology* 29:1100-1113.
- Crosta A, De Souza Filho C, Azevedo F and Brodie C (2003) Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis, *International Journal of Remote Sensing* 24:4233-4240 doi:10.1080/0143116031000152291.
- Dilek Y, Imamverdiyev N and Altunkaynak S (2009) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint *International Geology Review* 52:536-578.
- Faghih A, Sarkarinejad K (2011) Kinematics of rock flow and fabric development associated with shear deformation within the Zagros transpression zone, Iran, *Geological Magazine* 148:1009-1017.
- Ferrill DA, Morris AP, Evans MA, Burkhard M, Groshong Jr RH and Onasch CM (2004) Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer, *Journal of structural Geology* 26:1521-1529 doi:10.1016/j.jsg.2003.11.028
- Fischer MP, Higuera-Díaz IC, Evans MA, Perry EC and Leticariu L (2009) Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale *Geosciences* 8:7309-7320 doi:10.1007/s12517-014-1747-6
- Aliyari F, Rastad E and Mohajjel M (2012) Gold Deposits in the Sanandaj-Sirjan Zone: Orogenic Gold Deposits or Intrusion-Related Gold Systems?, *Resource Geology* 62:296-315 doi:10.1111/j.1751-3928.2012.00196.x
- Alizadeh-Dinabad H, Ghavami-Riabi R, Eslamkish T and Mirzaeian Y (2013) Controlling factors on changes of gold mineralization in Saqqez (Kurdistan) shear zones and reagent ratios of the mineralized section, *Arabian Journal of Geosciences* 6:1457-1464 doi:10.1007/s12517-011-0450-0
- Almasi A, Yousefi M and Carranza EJM (2017) Prospectivity analysis of orogenic gold deposits in Saqqez-Sardasht Goldfield, Zagros Orogen, Iran, *Ore Geology Reviews* 91:1066-1080.
- Amer R, Kusky T and Ghulam A (2010) New methods of processing ASTER data for lithological mapping: examples from Fawakhir, Central Eastern Desert of Egypt, *J Afr Earth Sci* 56:75-82.
- Azizi H, Chung S-L, Tanaka T and Asahara Y (2011) Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source, *Precambrian Research* 185:87-94 doi:10.1016/j.precamres.2010.12.004
- Azizi H, Najari M, Asahara Y, Catlos EJ, Shimizu M and Yamamoto K (2015) U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic, *Tectonophysics* 660:47-64 doi:10.1016/j.tecto.2015.08.008
- Badr A, Davoudian AR, Shabani N, Azizi H, Asahara Y, Neubauer F, Dong Y and Yamamoto K (2018) A- and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism, *Lithos* 300:86-104.
- Ballato P, Uba CE, Landgraf A, Strecker MR, Sudo M, Stockli DF, Friedrich A and Tabatabaei SH (2010) Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran, *Geological Society of America Bulletin* 123:106-131 doi:10.1130/B30091.1.



- Passchier CW, Trouw RA (1996) *Microtectonics* vol 2. Springer Science & Business Media,
- Rajabi A, Rastad E and Canet C (2013) Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: a review for future mineral exploration, *Australian Journal of Earth Sciences* 60:197-216.
- Rashidnezhad ON, Hachem EM, Sabzehei M, Rastad E, Bellon H and Pique A (2002) Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj–Sirjan (Iran meridional).
- Rddad L, Bouhrel S (2016) The Bou Dahar Jurassic carbonate-hosted Pb–Zn–Ba deposits (Oriental High Atlas, Morocco): Fluid-inclusion and C–O–S–Pb isotope studies, *Ore Geology Reviews* 72:1072-1087 doi:10.1016/j.oregeorev.2015.08.011.
- Rezaei Azizi M, Abedini A, Alipour S, Niroomand S, Sasmaz A and Talaei B (2017) Rare earth element geochemistry and tetrad effects in fluorites: A case study from the Qahr-Abad deposit, Iran, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 283:255-273.
- Richardson CK, Holland H (1979) Fluorite deposition in hydrothermal systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43:1327-1335.
- Sarkarinejad K, Azizi A (2008) Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran, *Journal of Structural Geology* 30:116-136 doi:10.1016/j.jsg.2007.10.001.
- Sarkarinejad K, Faghih A and Grasemann B (2008) Transpressional deformations within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran), *Journal of Structural Geology* 30:818-826 doi:10.1016/j.jsg.2008.03.003
- Sheikholeslami M (2015) Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 106:130-149 doi:10.1016/j.jseaes.2015.03.007.
- Tangestani MH, Jaffari L, Vincent RK and Sridhar BM (2011) Spectral characterization and ASTER-based lithological mapping of an ophiolite complex: A case study from Neyriz ophiolite, SW Iran, *Remote Sensing of Environment* 115:2243-2254 doi:10.1016/j.rse.2011.04.023.
- detachment fold: Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins, *Journal of Structural Geology* 31:1490-1510 doi:10.1016/j.jsg.2009.09.004.
- Hassanzadeh J, Stockli DF, Horton BK, Axen GJ, Stockli LD, Grove M, Schmitt AK and Walker JD (2008) U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics* 451:71-96 doi:10.1016/j.tecto.2007.11.062.
- Margoum D, Bouabdellah M, Klügel A, Banks DA, Castorina F, Cuney M, Jébrak M and Bozkaya G (2015) Pangea rifting and onward pre-Central Atlantic opening as the main ore-forming processes for the genesis of the Aouli REE-rich fluorite–barite vein system, upper Moulouya district, Morocco, *Journal of African Earth Sciences* 108:22-39 doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.03.021.
- Moghadam HS, Khademi M, Hu Z, Stern RJ, Santos JF and Wu Y (2015) Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Research* 27:439-452 doi:10.1016/j.gr.2013.10.014.
- Mohajjel M, Fergusson C and Sahandi M (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 21:397-412.
- Mohajjel M, Fergusson CL (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran, *Journal of structural geology* 22:1125-1139 doi:10.1016/S0191-8141(00)00023-7.
- Mohajjel M, Rasouli A (2014) Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran, *Journal of Structural Geology* 62:65-79 doi:10.1016/j.jsg.2014.01.006.
- Mookerjee M, Fortescue FQ (2016) Quantifying thinning and extrusion associated with an oblique subduction zone: An example from the Rosy Finch Shear Zone, *Tectonophysics* 693:290-303.

- Zou H, Li M, Bagas L, Li Y, Fang Y, Cao H-W, Jiang X-W and Chen H-F (2020) Fluid composition and evolution of the Langxi Ba-F deposit, Yangtze Block, China: New Insight from LA-ICP-MS study of individual fluid inclusion, *Ore Geology Reviews*:103702
doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103702.
- Zou H, Zhang St, Chen Aq, Fang Y and Zeng Zf (2016) Hydrothermal fluid sources of the Fengjia barite-fluorite deposit in southeast Sichuan, China: evidence from fluid inclusions and hydrogen and oxygen isotopes, *Resource Geology* 66:24-36.
- Vinokurov S, Golubev V, Krylova T and Prokof'ev VY (2014) REE and fluid inclusions in zoned fluorites from Eastern Transbaikalia: Distribution and geochemical significance, *Geochemistry International* 52:654-669
doi:10.1134/S0016702914060093.
- Zhang H, Chen J, Yang T, Hou Z and Aghazadeh M (2018a) Jurassic granitoids in the northwestern Sanandaj-Sirjan Zone: Evolving magmatism in response to the development of a Neo-Tethyan slab window, *Gondwana Research* 62:269-286 doi:10.1016/j.gr.2018.01.012.
- Zhang Z, Xiao W, Ji W, Majidifard MR, Rezaeian M, Talebian M, Xiang D, Chen L, Wan B and Ao S (2018b) Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction, *Gondwana Research* doi:10.1016/j.gr.2018.04.002.



بررسی ارتباط بین ابعاد بلوک‌های گسلی و مقدار فضاهای باز در پهنه‌های برشی شکنا از طریق مدل‌سازی آنالوگ و عددی

خشایار کاویانی صدر^۱، بهنام رحیمی^{۲*}، محمد مهدی خطیب^۳

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران khashayargeologist@yahoo.com

۲- استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران b-rahimi@um.ac.ir

۳- استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، ایران mkhatib@birjand.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۱۸

چکیده

هندسه ذخایر معدنی در پهنه‌های برشی شکنا، به فضای باز موجود در این پهنه‌ها و به‌خصوص ساختارهای ریدل وابسته است. تلاقی سیستماتیک شکستگی‌های ریدل در مسیر پهنه‌های مزبور، باعث تشکیل بلوک‌های ریدل می‌شود که ابعاد آن‌ها متناسب با فاصله‌بندی بین این شکستگی‌هاست. با افزایش کرنش برشی (۷) در یک پهنه برشی و به دنبال آن چرخش بلوک‌های مزبور، انتظار می‌رود فضاهای باز متناسبی پدید آید که با نفوذ و نهشت محلول‌های کانه‌دار درون این فضاها، باعث تشکیل رگه معدنی هم‌شکل این فضاها گردد. از آنجایی که مقدار فضاهای باز در پهنه‌های برشی متفاوت است، در این تحقیق از طریق مدل‌سازی تجربی و عددی با استفاده از نرم‌افزار 3DEC نشان داده شد که تغییر در ابعاد بلوک‌ها در شرایط جنبشی برابر، یکی از پارامترهای تأثیرگذار بر مقدار فضاهای باز این پهنه‌هاست. لذا این حجم از فضاهای خالی در گستره واحدی از پهنه‌های برشی گوناگون که از جنبه فاصله‌بندی شکستگی‌های ریدل با یکدیگر متفاوت هستند، با افزایش ابعاد بلوک‌های ریدل، رابطه معکوس دارد؛ به نحوی که هر چه تعداد بلوک‌های ریدل بیشتر، چرخش بلوکی بیشتر و در پی آن فضاسازی بیشتری انتظار می‌رود. با افزایش کرنش برشی طی یک دگرشکلی پیش-رونده، در ابعاد بزرگ‌تر بلوک‌های ریدل مورد آزمایش، بیشتر نیرو صرف لغزش‌های بین بلوک‌های ریدل می‌شود تا چرخش بلوکی و ایجاد فضای باز. مقدار فضای باز ایجاد شده در مدل‌سازی عددی همخوانی مطلوبی را با مدل‌سازی آنالوگ نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: پهنه برشی، بلوک گسلی، حجم ذخیره معدنی، مدل‌سازی آنالوگ، مدل‌سازی عددی.

Investigating the relationship between the dimension of the Riedel fault blocks and amount of open spaces in brittle shear zones: analogue and numerical modeling

Khashayar Kavyani-Sadr¹; Behnam Rahimi^{2*}; Mohammad Mahdi Khatib³

1- PhD student in Tectonics, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

2- Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

3- Professor, Department of Geology, University of Birjand, Iran.

Abstract

The geometry of mineral deposits in brittle shear zones depends on the open spaces in these zones and especially in the Riedel structures. The systematic intersection of Riedel fractures in the path of these zones causes the formation of Riedel blocks, the dimensions of which are proportional to the spacing between these fractures. By increasing the shear strain (γ) in a shear zone and consequently the rotation of these blocks, it is expected to create proportionate open spaces that with the penetration and deposition of ores in these spaces, causes the formation of mineral veins in all these spaces. Since the amount of open spaces in shear zones is different, in this study, through analogue and numerical modeling using 3DEC software, it was shown that the change in the dimensions of the blocks in equal kinetic conditions is one of the parameters affecting the amount of open spaces of these zones. Therefore, this volume of open spaces in a single range of different shear zones, which are different from each other in terms of spacing of Riedel fractures, is inversely related to increasing the dimensions of Riedel blocks; the more Riedel blocks, the more block rotation and consequently more space is expected. As the shear strain increases during a progressive deformation, in bigger dimensions of the Riedel blocks tested, more force is expended on inter-block slips than on block rotation and open space. The amount of open spaces created in numerical modeling shows good agreement with this type of modeling.

Keywords: Shear zone, Fault block, Mineral reserve volume, Analogue modeling, Numerical modeling.

متعدد شده و متحمل صرف هزینه‌های استخراجی گزاف می‌گردند. آسان‌ترین تحلیل پیرامون سازوکار تشکیل رگه‌های معدنی در یک معدن، مرتبط دانستن آنها با راستای شکستگی‌های کششی کششی و به‌موازات تنش بیشینه اعمال شده در آن منطقه است، درحالی‌که این مهم می‌تواند در کنترل سایر شکستگی‌های پهنه برشی نیز امکان‌پذیر باشد. می‌دانیم وجود گورژ گسلی در حاشیه رگه معرف این است که ابتدا برش رخ داده و سپس به‌واسطه جنبش‌های حاصله، فضاهای باز ایجاد و نهشت محلول‌های هیدروترمال در کنترل ساختار مربوط و تشکیل رگه معدنی اتفاق افتاده است (Chauvet, 2019). این درحالیست که شکستگی‌های کششی و رگه‌هایی که در این دسته از شکستگی‌ها ایجاد می‌شوند، فاقد گورژ گسلی در حواشی‌اند، زیرا متحمل برش نشده‌اند.

اصطلاح برش ریدل به یک الگوی شکستگی هندسی اشاره دارد که معمولاً با سیستم‌های گسلش امتدادلغز همراه است (Ahlgren, 2001). از زمانی که شکستگی‌های ریدل در یک پهنه برشی امتدادلغز توسط Riedel در سال ۱۹۲۹ ارائه گردید، مطالعات ارزشمندی بر روی این شکستگی‌ها در مسیر پهنه‌های برشی امتدادلغز صورت پذیرفت. خصوصیات هندسی ساختارهای برشی ریدل از طریق مدل‌سازی‌های آنالوگ به وضوح نشان داده شده‌اند (Cloos, 1955; Gamond, 1983; Tchalenko, 1968, 1970). همان‌طور که فاکتورهای نظیر لیتولوژی، رئولوژی و سیستم تنش، ماهیت یک پهنه تخریب‌شده را در یک سامانه گسلی امتدادلغز کنترل می‌کنند (Kim et al, 2004)، تا به حال تحقیق منسجمی در خصوص تاثیرات این فاکتورها در تشکیل و یا عدم تشکیل فضای باز با توجه به فاصله‌بندی برش‌های ریدل نسبت به هم صورت نگرفته است. تبیین هندسه و روابط هندسی میان شکستگی‌های ریدل در پهنه‌های برشی و نیز نقشی که در تشکیل فضای خالی برای نهشت محلول‌های کانه دار ایفا می‌نمایند، ضرورت مطالعه چگونگی تکوین و تکامل آنها در پهنه‌های برشی و نقشی کنترل‌کنندگی این ساختارها در هندسه رگه‌های معدنی را ایجاب می‌کند.

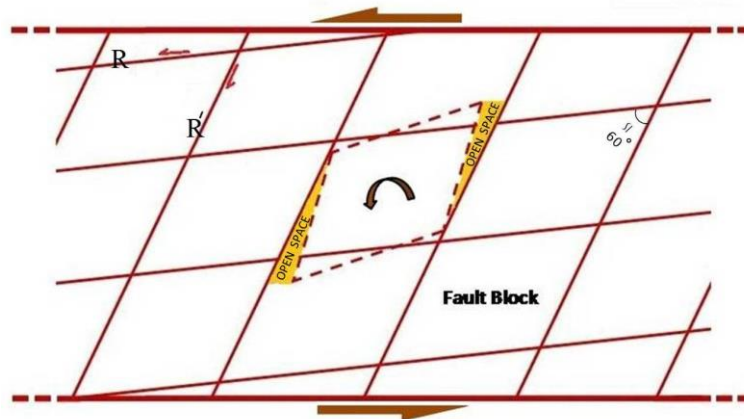
مدل‌سازی مبحثی پرکاربرد در جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی، به‌ویژه زمین‌شناسی ساختاری به حساب می‌آید. از ابتدای قرن نوزده میلادی که مدل‌سازی آنالوگ وارد تحلیل فرآیندهای زمین‌شناسی گردید، این امکان برای محققان فراهم شد تا با ارائه مدل‌های کمی و کیفی، تغییری شگرف در نگرش به علم زمین‌شناسی ایجاد نمایند. مزیت مدل‌های آنالوگ در این است که فرصتی را فراهم می‌آورند تا با بررسی پارامترهای خاص در دو و سه بُعد، تحلیل‌های منحصر به فردی از یک تکامل ساختاری ارائه گردد (Cladouhos, 2008; Coelho, 2006; Ghosh, 1999). از آنجایی که پهنه‌های امتدادلغز درون قاره‌ای نیز معمولاً هندسه‌های سه‌بعدی پیچیده‌ای را با تغییرات الگوهای ساختاری در امتداد و عمق به نمایش می‌گذارند (Dooley, 2012). لذا در مدل‌سازی تمام تلاش بر این است که ساده‌سازی انجام شود.

نقش مهم شکستگی‌ها به‌عنوان کنترل‌کننده جریان سیال در سیستم‌های رگه‌ای و داشتن درکی صحیح از رفتار این نوع ساختارها، سهمی به‌سزا در پاسخ‌دهی به برخی ابهامات ساختاری مرتبط از طریق انواع روش‌های مدل‌سازی (آنالوگ - عددی) خواهد داشت. با توسعه فناوری‌های رایانه‌ای و خلق نرم‌افزارهای مدل‌سازی، مبحث مدل‌سازی عددی نیز جایگاه خود را به‌عنوان منبعی معتبر برای تحلیل‌های علمی به‌ویژه تحلیل‌های ساختاری پیدا نمود، به‌گونه‌ای که اغلب به‌عنوان مسیری کم‌هزینه‌تر و سریع‌تر مفید بوده و همچنین در راستای کنترل مدل‌سازی‌های آنالوگ و اعتبارسنجی این نوع از مدل‌سازی به کار برده می‌شود. یکی از عوامل مهم موثر در کانه‌زایی در هر ناحیه، گسلش و شکستگی‌های موجود می‌باشند که در واقع راهی برای نفوذ سیالات کانه‌دارند. اغلب کانه‌زایی‌ها در مناطق با شکستگی زیاد و به‌ویژه در محل تلاقی این شکستگی‌ها اتفاق می‌افتد (Sabins, 1999). معدن کاوان در معادن تیپ رگه‌ای در اغلب موارد به دلیل عدم شناخت مفهومی از الگوی انتشار رگه‌ها، در تخمین و ارزیابی محدوده معدنی دچار چالش‌های



بنابراین با چرخش این بلوک‌ها، شرایط مناسب برای تشکیل فضاهای باز و عمیق مرتبط با هندسه گسل‌های امتدادلغز فراهم شده (Sylvester, 1988) و تسهیل جریان سیالات کانه‌دار را در سیستم‌های هیدروترمال سبب می‌شود. به طور کلی محل برخورد گسل‌ها و همچنین محل برخورد شکستگی‌های فرعی حاصل از پهنه‌های برش می‌تواند مکان مستعدی برای نفوذ ماگما و محلول‌های کانه‌زایی باشد (Forster, 1978). از آنجایی که شکستگی‌های ریدل در یک پهنه برش ایجاد می‌شوند، بنابراین با ادامه کرنش در یک دگرشکلی پیش‌رونده، اغلب نیرو صرف لغزش بر روی شکستگی‌های موجود می‌گردد تا آن‌که بخواهد شکستگی‌های جدیدی را تشکیل دهد (Hancock, 1985).

بسیاری از دگرشکلی‌های مرتبط با نیروهای زمین‌ساختی، حاصل فرآیندهای برشی هستند (Brown and Solar, 1998; Peacock, 2002; Wang and Ludman, 2004; Brogi, 2006) و در اثر این فرآیندهای برشی در مسیر پهنه‌های برشی امتدادلغز و تلاقی شکستگی‌های حاصل از برش‌های ریدل این پهنه‌ها با یکدیگر، بلوک‌های گسلی حاصل می‌شوند که تحت تأثیر تنش‌هایی که بر آن اعمال می‌گردد، چرخش بلوک‌های مزبور اتفاق افتاده که این چرخش وابسته به میزان جنبش پهنه برشی است (Davis & Reynolds, 1996) (شکل ۱). در یک تغییر ساختاری پیش‌رونده از نوع برش ساده، لغزش بر روی شکستگی‌های ریدل سبب چرخش بلوک‌های گسلی و ایجاد فضای خالی میان آنها می‌شود (Coelho, 2006).



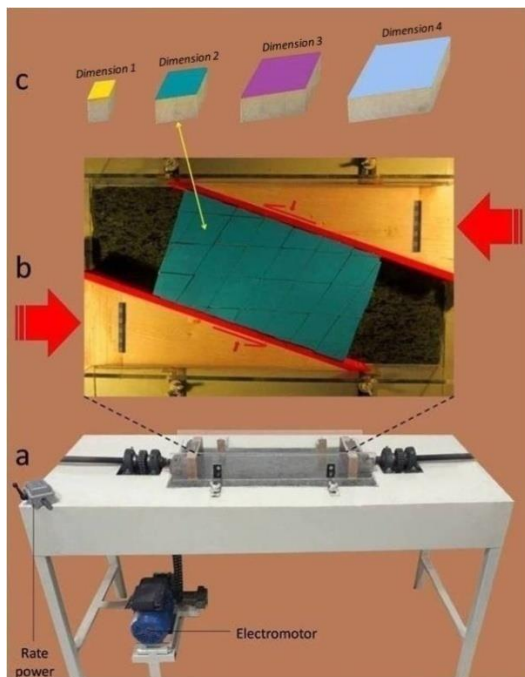
شکل ۱. طرح شماتیک از چرخش پادساعتگرد بلوک‌های حاصل از تقاطع شکستگی‌های R و R' در یک پهنه برشی امتدادلغز چپ‌گرد شکنا.

بلوک‌های گسلی حاصله، تأثیرگذار است (Dholakia et al., 1998) را نبایست نادیده گرفت.

از آنجایی که هدف این تحقیق بررسی پهنه‌هایی با رفتار مکانیکی صلب و شکننده است، در این تحقیق نیز تنها به بررسی ساختارهای ریدل این نوع از پهنه‌ها پرداخته می‌شود. با توجه به آنکه هم‌بستگی سیستماتیکی بین دسته‌های برش-های R و R' و همچنین زاویه بین آن‌ها برقرار است (Katz, 2004) و در تشکیل شکستگی‌های فرعی ریدل در یک زون برش فرض بر این است که پدیده در اثر اتصال انبوهی از ریزساختارهای مزدوج در طول پهنه برش باشد که به ایجاد

علاوه بر عواملی نظیر تغییرات تنش در زمان خاص، نرخ کرنش و بسیاری عوامل دیگر که بر تشکیل سیستماتیکی شکستگی‌ها تأثیر گذارند، سایر جنبه‌ها نظیر نوع سنگ و رفتار شکنای سنگ‌ها (هرچه سنگ شکننده‌تر، تراکم شکستگی‌ها بیشتر، فاصله بین شکستگی‌ها کمتر)، مقاومت کششی سنگ (هر اندازه مقاومت کششی سنگ کمتر، فاصله‌بندی کمتر)، تغییرات فشار منفذی سنگ‌ها، هم‌گنی سنگ‌ها و جایگاه ساختاری که یک پهنه برشی در آن واقع است و... که بر میزان فاصله‌بندی شکستگی‌های ریدل و به دنبال آن ابعاد

شکنا) برای این منظور به سبب آنکه ریزش ماسه‌ها سبب پُرشدن فضاهای باز ایجاد شده می‌گردد مناسب نیست، لذا به عنوان جایگزین از ماده‌ای استفاده شد که قابلیت برش خوردن داشته و دارای ویژگی جابجایی‌های صلب بوده و نماینده خوبی برای رفتار یک لیتولوژی شکنا باشد. برای این منظور چوب بهترین مورد به نظر رسید که قابلیت ایجاد برش، اجرا و پیاده‌سازی بهتری را داراست و فضاهای بازی که از این-طریق به دست می‌آیند، کاملاً واضح و قابل اندازه‌گیری اند.



شکل ۲. a: اجزاء تشکیل دهنده دستگاه مورد استفاده در مدل سازی آنالوگ، b: نمای بالا از مدل سازی آنالوگ (به عنوان مثال بُعد شماره ۲) و بلوک‌های لوزی شکل گسلی تعبیه شده در قالب یک پهنه ترافشارشی چپ‌گرد، c: نمای سه‌بعدی از بلوک‌های ریدل در ابعاد مختلف.

در ادامه، بر روی تخته‌های واحدی که بر روی آن برش-های قائمی به موازات هم در دو راستای 15° و 75° نسبت به لبه پهنه برش، متناسب با مقدار متوسط برش‌های ریدل یک پهنه برشی امتدادلغز ایجاد گردید (شکل 2-b). علیرغم اینکه می‌دانیم برش‌های ریدل ابتدا با زاویه کمتری از زون اصلی برش جدا می‌شوند، سپس جهت را تغییر می‌دهند تا زاویه بزرگتری با محور برشی پیدا کنند (Chemenda, 2015)، اما برای آنکه برش‌ها قابلیت پیاده‌سازی و اجرا در

شکستگی‌های برشی در مقیاس بزرگ می‌انجامد، بنابراین این مستلزم آن است که میدان استرس در مقیاسی وسیع و به طور پیوسته وجود داشته باشد (Xu et al, 2013).

بر مبنای تشکیل فضاهای باز در روندهای ساختاری که متحمل کانه‌زایی شده‌اند، بر آن شدیم تا با مطالعه مقدار فضاهای باز حاصل از تلاقی شکستگی‌های فرعی و چرخش بلوک‌های گسلی در ابعاد مختلف و متناسب با پهنه‌های امتدادلغز شکنا و صلب در مقادیر مختلفی از کرنش برشی، سعی در ارائه تفسیری مناسب می‌باشد تا در مطالعات معدنی و بهینه‌سازی راندمان اکتشافی-استخراجی حاصل از این مطالعات، گام مفیدی برداریم. لذا در همین راستا، هدف این تحقیق در این است که با انجام و تکرار آزمایشات منسجم و ضابطه‌مند بر روی حالت‌های متنوع از ابعاد بلوک‌های حاصل از برش‌های ریدل در یک پهنه برشی و بررسی فضاهای باز ایجاد شده حایل در تلاقی این شکستگی‌ها و حاصل از جنبش و چرخش‌های بلوکی در حالتی از برش ساده تا ترافشارش در ضریب‌های برشی مختلف، به ارائه تفسیری از تفاوت مقدار فضاهای باز و ارتباط آن با ابعاد متنوع بلوک-های ریدل (بلوک‌های حاصل از تلاقی شکستگی‌های R و R' پهنه برشی) پرداخته شد.

مدل سازی آنالوگ

راه‌اندازی مدل آنالوگ

برای راه‌اندازی مدل، از دستگاه برشی که شامل دو فک متحرک بوده و توسط یک اهرم به همدیگر نزدیک یا از هم دور می‌شوند استفاده گردید (شکل 2-a). این دستگاه بر روی میزی به ارتفاع ۹۰ سانتی‌متر نصب شده است. فک‌های متحرک نسبت به محور محرک که اعمال تنش می‌کند، زاویه ۹۰ درجه می‌سازند. رفتار مواد مختلف وقتی تحت اعمال تنش قرار می‌گیرند بسته به نوع ماده متفاوت می‌باشد، از آنجایی که هدف ما در این آزمایش اندازه‌گیری فضاهای باز حاصل از چرخش بلوک‌های ریدل در ابعاد متنوع است، استفاده از ماسه فشرده (ماده معمول در مدلسازی شرایط



مورد نظر قرار گرفت. بدین منظور، با تعبیه دو گوه، محفظه دستگاه به گونه‌ای طراحی گردید تا وقتی گوه‌ها در خلاف جهت هم به یکدیگر نزدیک می‌شوند، یک پهنه ترافشاری چپ‌گرد را ایجاد نماید (هم مؤلفه برشی را داشته باشیم و هم مؤلفه فشارشی) (شکل 2-b). برای هر مدل، در اطراف قالب مستطیلی کل بلوک‌ها، از یک نوار کشسان به منظور کنترل بلوک‌ها و جلوگیری از خروج آن‌ها از میدان تأثیرگذاری نیروی حاصل از پهنه برش استفاده شد. آزمایش هر مدل چندین بار با سرعت‌های مختلف موتور دستگاه تکرار شد که هر بار نتایج یکسانی را به نمایش می‌گذاشت. بنابراین در این تحقیق از تصاویر سرعت متوسط موتور 1mm/s استفاده گردید. ران هر یک از مدل‌ها در شرایطی مشابه انجام گردید به گونه‌ای که میزان جابجایی کل سیستم ترافشاری در هر مدل، 8cm بود که در هر 1cm جابجایی، حجم فضای باز حاصله در میان بلوک‌های تعبیه شده در آزمایشگاه به صورت اندازه‌گیری هندسی محاسبه شد که در جدول ۱ به این مقادیر اشاره شده است. شکل ۳، مراحل اولیه، میانی و پایانی کرنش برشی در مدل‌سازی‌های آنالوگ را در ابعاد شماره ۱ تا ۴ بلوک‌های ریدل، تحت سازوکار ترافشارشی چپ‌گرد نشان می‌دهد.

مدل را داشته باشند، تصمیم بر آن شد تا زوایا با امتدادی یکسان بر روی چوب برش بخورند. همین وضعیت برای حالت‌های دیگر با فواصل برشی به صورت تصاعد حسابی نیز تکرار گردید تا ابعاد بلوک‌ها در مدل‌ها به صورت زیر باشند (شکل 2-c):

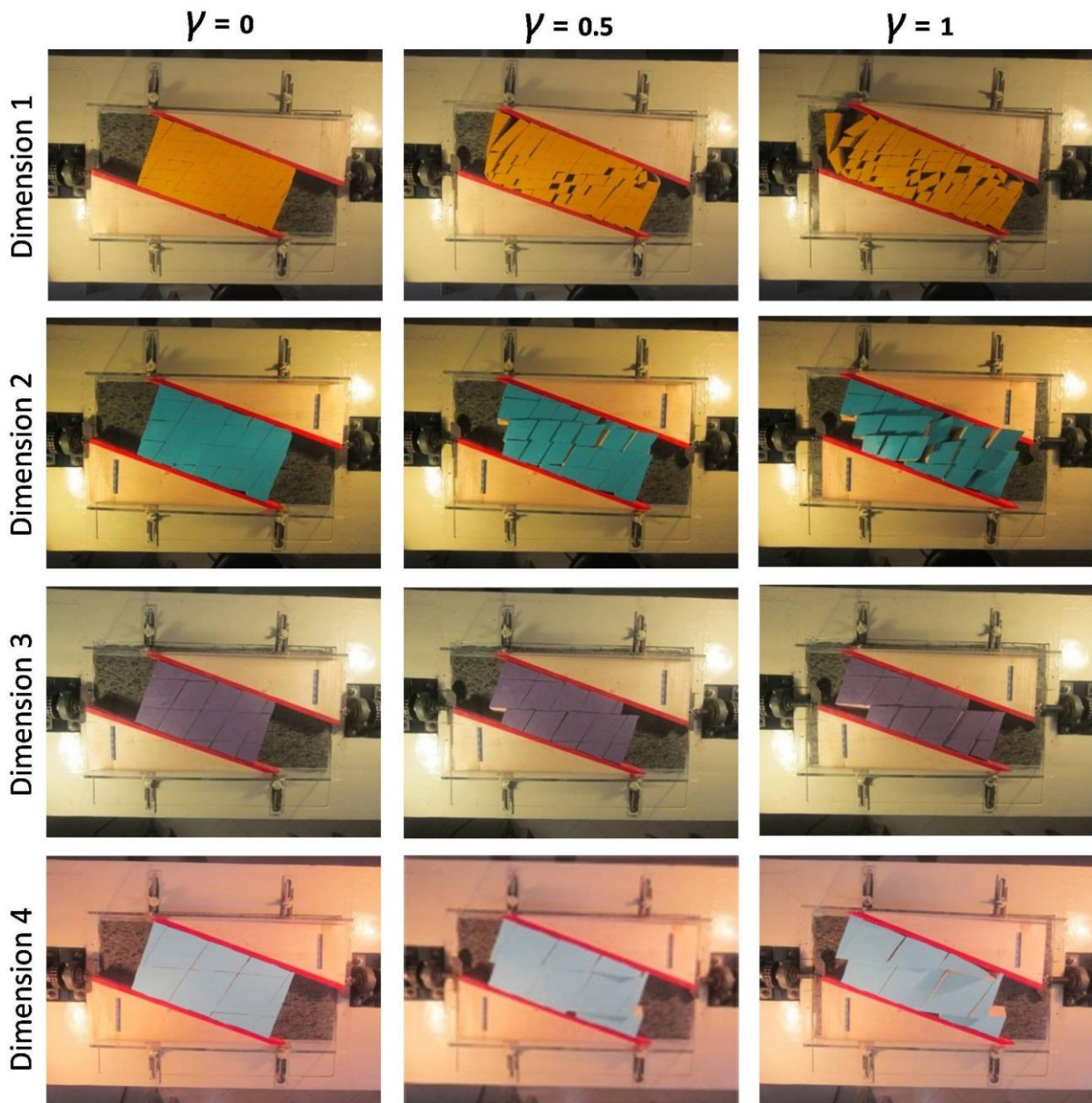
بُعد شماره ۱: طول اضلاع لوزوی = 28 میلی‌متر (شکل 2-c-Dimension1).

بُعد شماره ۲: فاصله بین برش‌های ایجاد شده بر روی چوب یا به عبارتی طول اضلاع لوزوی‌ها = 56 میلی‌متر (شکل 2-b و 2-c-Dimension2).

بُعد شماره ۳: طول اضلاع لوزوی = 84 میلی‌متر (شکل 2-c-Dimension3).

بُعد شماره ۴: طول اضلاع لوزوی = 112 میلی‌متر (شکل 2-c-Dimension4).

به دلیل اینکه اغلب پهنه‌های موجود در طبیعت، دارای مولفه فشاری می‌باشند، در این تحقیق ارزیابی پهنه‌های ترافشارشی

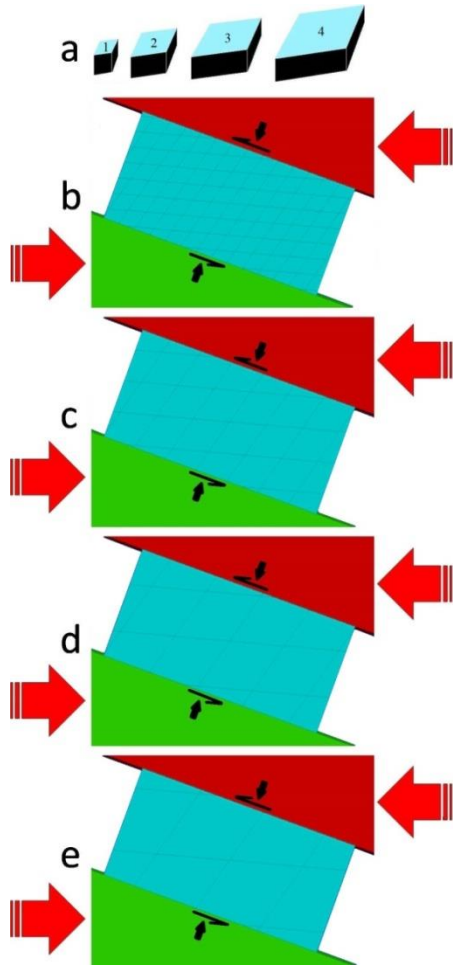


شکل ۳. تصاویری از مراحل اولیه، میانی و پایانی کرنش برشی در مدل سازی های آنالوگ در ابعاد شماره ۱ تا ۴ بلوک های ریدل، تحت سازوکار ترا فشارشی چپ گرد.

نتایج حاصل از مدل سازی آنالوگ

با افزایش کرنش برشی، چرخش یا جابجایی بلوک های گسلی، فضاهای باز در بین بلوک ها ظاهر می شوند. در حالت بُعد شماره 1، به سبب آنکه تعداد بلوک های بیشتری در قالب مدل جای داشتند، چرخش بلوکی بیشتر و در پی آن فضا سازی های بیشتری را شاهد بودیم. این در حالیست که با افزایش کرنش برشی (γ) طی یک دگرشکلی پیش رونده

(افزایش فرآیند برش در گسل های اصلی و سازنده پهنه برشی)، در ابعاد شماره ۳ و ۴ بلوک های ریدل، بیشتر نیرو صرف برش بین شکستگی های ریدل و لغزش های بین بلوکی می شود تا چرخش بلوکی و ایجاد فضای باز. در ادامه اشاره خواهد شد که مقدار فضای باز در مدل سازی عددی بیشتر است زیرا در مدل سازی عددی نمی توان به همه عواملی که بر روی مدل تأثیر گذار است پرداخت.



مدل‌سازی عددی

مدل‌سازی عددی این تحقیق توسط نرم‌افزار کاربردی 3DEC انجام شد. اگرچه روش‌های عددی تنوع زیادی دارند که اغلب برای مدل‌سازی پیوسته استفاده می‌شوند، ولی از آنجا که محیط‌های سنگی عمدتاً دارای درزه و شکاف بوده و ناپیوسته هستند، باید با روش‌های ناپیوسته آنها را مدل‌سازی کرد. لذا این نرم‌افزار یک برنامه سه‌بعدی است که پایه آن، فرمولاسیون عددی تست شده در برنامه دو بعدی UDEC می‌باشد و براساس روش اجزاء مجزا و در مدل‌سازی‌های محیط‌های ناپیوسته کاربرد دارد. این نرم‌افزار قادر است محیط‌های ناپیوسته مانند توده سنگ‌های دارای درزه (گسله) را تحت شرایط بارگذاری دینامیکی یا استاتیکی شبیه‌سازی کند به گونه‌ای که محیط توده سنگ را به بلوک‌های مجزای صلب و یا تغییر شکل پذیر تقسیم کرده و با در نظر گرفتن ناپیوستگی بین آنها، تغییر شکل و چرخش آنها را محاسبه می‌نماید. از این نرم‌افزار بیشتر در مطالعات مربوط به مهندسی معدن، عمران و زلزله استفاده می‌شود که دارای چندین مدل رفتاری برای بلوک‌های سنگی و ناپیوستگی‌هاست و از بیان بیشتر جزئیات نرم‌افزار در این تحقیق صرف‌نظر می‌شود. از طریق این نرم‌افزار می‌توان مدل رفتاری ناپیوستگی‌های ساختاری را به رفتار واقعی آنها نزدیک کرد، بنابراین می‌تواند روش بسیار مناسبی در اجرا و پایش رفتار دینامیکی سیستم‌های بلوکی باشد. در ادامه مدل‌سازی آنالوگ، سعی شد تا محیط نرم‌افزار از طریق کدنویسی به گونه طراحی شود که شرایطی بسیار نزدیک با مدل‌های آنالوگ اجرا شود (شکل ۴).

شکل ۴. تصاویر مرحله آغازین مدل‌سازی عددی در

ابعاد شماره ۱ تا ۴ بلوک‌های ریدل، تحت سازوکار

توافشارشی چپ‌گرد، a: نمای سه‌بعدی از بلوک‌های ریدل در ابعاد مختلف مدل‌سازی عددی، b: بُعد شماره ۱ بلوک-های ریدل در مدل‌سازی عددی، c: بُعد شماره ۲ بلوک-های ریدل در مدل‌سازی عددی، d: بُعد شماره ۳ بلوک-های ریدل در مدل‌سازی عددی، e: بُعد شماره ۴ بلوک-های ریدل در مدل‌سازی عددی.

برای این منظور، اندازه مش‌های سطوح گسسته (منطبق بر شکستگی‌های R و R' پهنه برشی چپ‌گرد) به صورت زیر و منطبق بر مدل‌سازی آنالوگ انتخاب شد:

بُعد شماره ۱: اندازه مش‌ها (اضلاع لوزوی‌ها) = ۰,۰۲۸ متر (شکل 4-b).

بُعد شماره ۲: اندازه مش‌ها = ۰,۰۲۸ متر (شکل 4-c).

بُعد شماره ۳: اندازه مش‌ها = ۰,۰۸۴ متر (شکل 4-d).

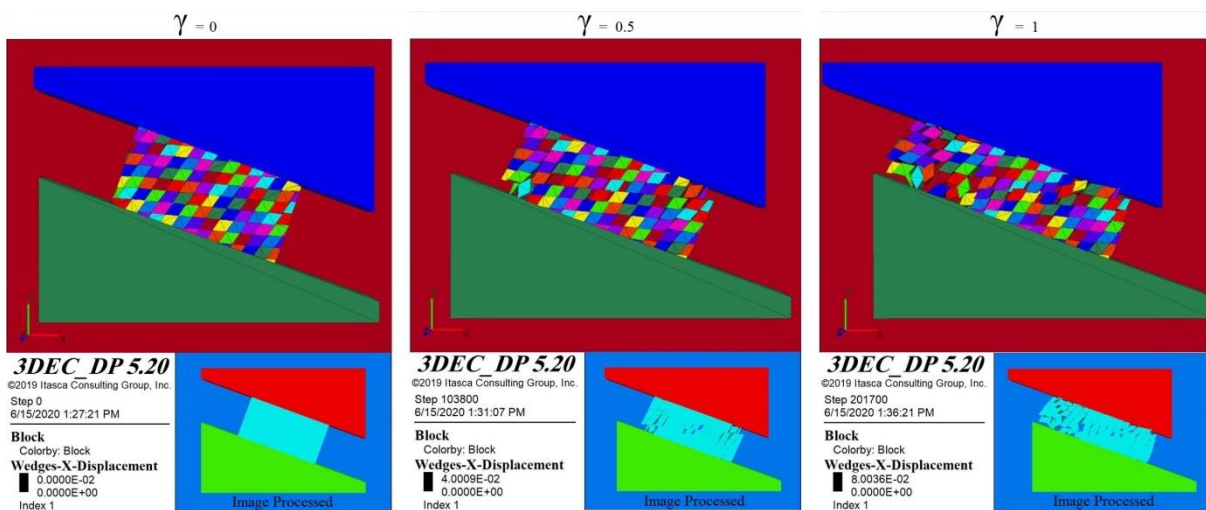
بُعدهای ۲، ۳ و ۴ پدید آمد و مسیر مشابه بُعد شماره ۱ نیز برای سایر ابعاد تکرار شد (اشکال ۵ تا ۸). همانطور که در نمودار شکل ۹ مشخص است، با افزایش کرنش برشی (γ)، مساحت فضای باز (S) نیز بیشتر می‌گردد. هرچه ابعاد بلوک-های ریدل کوچک‌تر باشند (همانند آنچه در مدل‌سازی آنالوگ مشاهده می‌شود)، مساحت بیشتری از فضاهای باز در بین بلوک‌ها را شاهدیم و هرچه این ابعاد بزرگ‌تر، مقدار فضای باز کمتری تشکیل می‌گردد. به‌طور کلی، با اندکی اختلاف، انطباق مشهودی بین نمودارهای حاصل از مدل‌سازی عددی و آنالوگ را از جنبه صعودی-نزولی نمودارهای متناظر می‌توان دید و این نشان از آن دارد که مدل‌های آنالوگ معتبر است. بنابراین در این بخش سعی می‌شود از توضیح سایر موارد مشابه با مدل‌سازی آنالوگ به منظور پرهیز از تکرار مکررات، اجتناب و به همین مقدار از توضیحات بسنده شود.

بُعد شماره ۴: اندازه مش‌ها = ۰,۱۱۲ متر (شکل ۴-e).

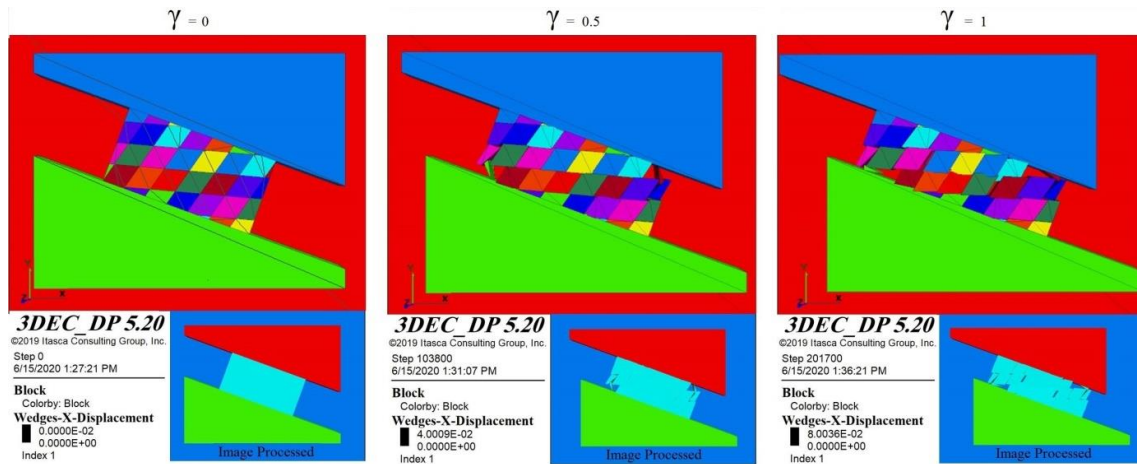
سایر شرایط مدل‌سازی عددی بر مبنای خصوصیات مکانیکی چوب به کار گرفته شده در مدل‌سازی آنالوگ به شرح زیر است:

$$0. = 25, \text{coh} = 0.25e^9, \text{fric} = 2.5e^9, k_{\xi} = k_{\eta}$$

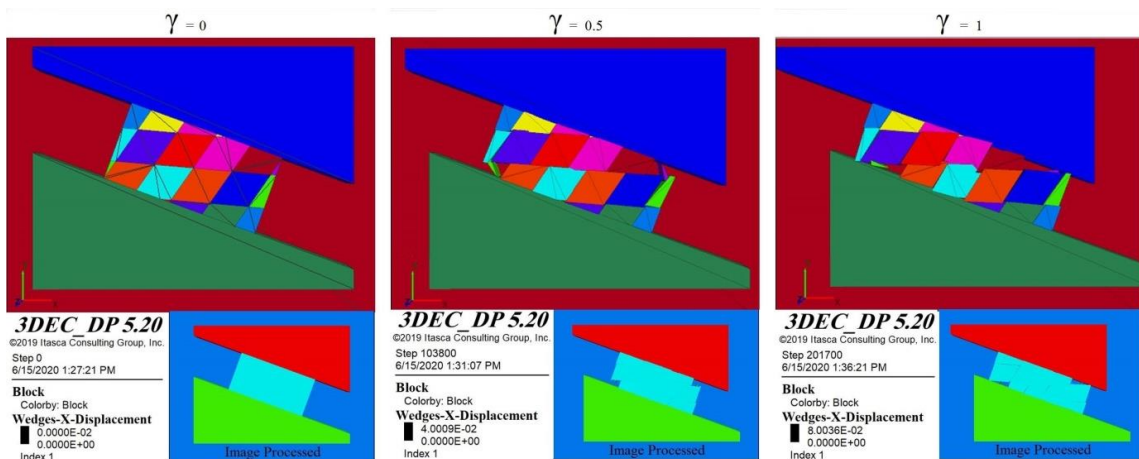
سپس مدل برای حالت بُعد شماره ۱ بلوک‌های ریدل (که در بخش قبل به آن اشاره گردید) اجرا و فضاهای باز حاصل در کرنش‌های برشی مختلف تا رسیدن به $\gamma=1$ از طریق فرآیند پردازش تصویر (که جهت پرهیز از اطاله کلام از شرح آن صرف‌نظر می‌گردد) اندازه‌گیری شد (در زیل اشکال ۵ تا ۸ تحت عنوان Image Processed نشان داده شده است). برای سایر ابعاد بلوکی ریدل، با تغییر مقدار فاصله‌بندی شکستگی‌های ریدل از هم، بلوک‌های متنوعی منطبق بر



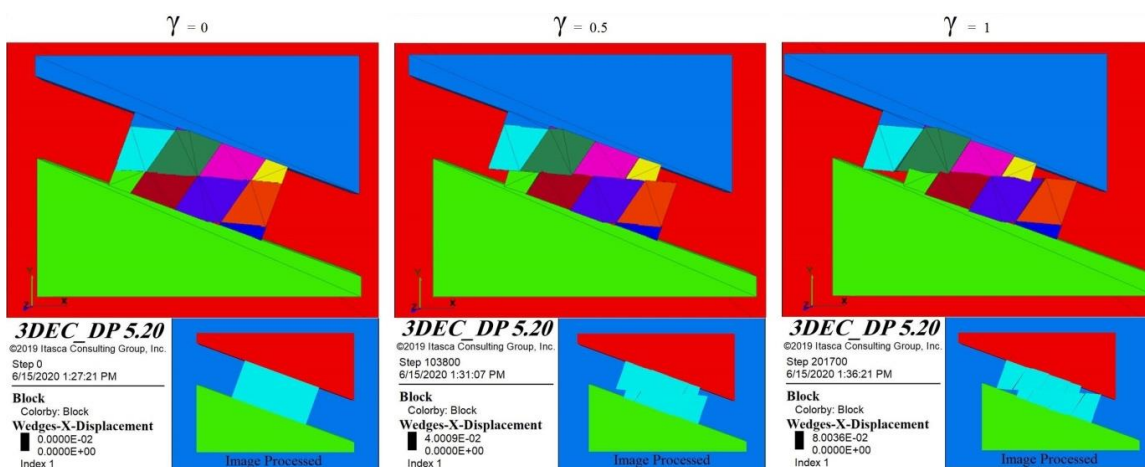
شکل ۵. تصاویر مراحل اولیه، میانی و پایانی کرنش برشی در مدل‌سازی‌های عددی در حالت بُعد (Dimension) شماره ۱ بلوک‌های ریدل با سازوکار ترافشاری چپ‌گرد.



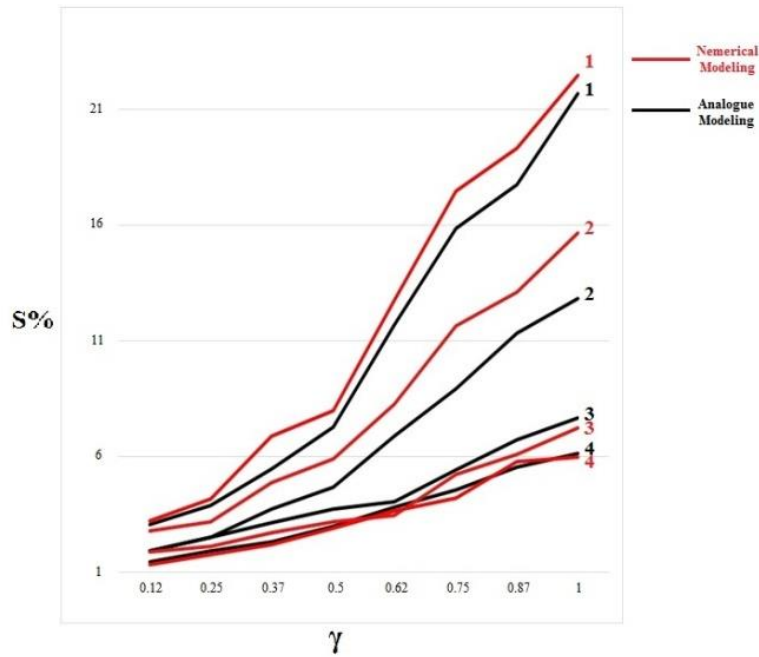
شکل ۶. تصاویر مراحل اولیه، میانی و پایانی کرنش برشی در مدل‌سازی‌های عددی و آنالوگ در در حالت بُعد (Dimension) شماره ۲ بلوک‌های ریدل با سازوکار ترافشاری چپ‌گرد.



شکل ۷. تصاویر مراحل اولیه، میانی و پایانی کرنش برشی در مدل‌سازی‌های عددی و آنالوگ در در حالت بُعد (Dimension) شماره ۳ بلوک‌های ریدل با سازوکار ترافشاری چپ‌گرد.



شکل ۸. تصاویر مراحل اولیه، میانی و پایانی کرنش برشی در مدل‌سازی‌های عددی و آنالوگ در در حالت بُعد (Dimension) شماره ۴ بلوک‌های ریدل با سازوکار ترافشاری چپ‌گرد.



شکل ۹. نمودار تغییرات کرنش برشی (γ) نسبت به درصد کل فضاهای باز ($S\%$) در مدل‌سازی‌های چهارگانه عددی (بُدهای شماره ۱ تا ۴ به رنگ قرمز) و آنالوگ (بُدهای شماره ۱ تا ۴ به رنگ سیاه).

جدول ۱. درصد مقدار فضاهای باز به دست آمده از مدل‌سازی آنالوگ و عددی در مقادیر مختلف کرنش برشی تا $\gamma = 1$.

		Total open spaces%			
Type of Modeling	γ	Dimension 1	2 Dimension	3 Dimension	Dimension 4
Analogue Modeling	0.12	3.23%	2.78%	1.89%	1.32%
	0.25	6.17%	3.17%	2.11%	1.74%
	0.37	6.86%	4.86%	2.71%	2.18%
	0.5	7.97%	5.88%	3.17%	2.88%
	0.62	12.274%	8.26%	3.44%	3.65%
	0.75	17.46%	11.64%	5.24%	4.19%
	0.87	19.33%	13.09%	6.10%	5.78%
1	22.50%	15.65%	7.25%	5.96%	
Numerical Modeling	0.12	3.04%	1.93%	1.93%	1.45%
	0.25	3.87%	2.49%	2.52%	1.92%
	0.37	5.45%	3.74%	3.14%	2.31%
	0.5	7.28%	4.68%	3.71%	2.99%
	0.62	11.67%	6.87%	4.03%	3.82%
	0.75	15.88%	8.92%	5.40%	4.54%
	0.87	17.76%	11.32%	6.71%	5.35%
1	21.69%	12.86%	7.67%	6.12%	

بحث

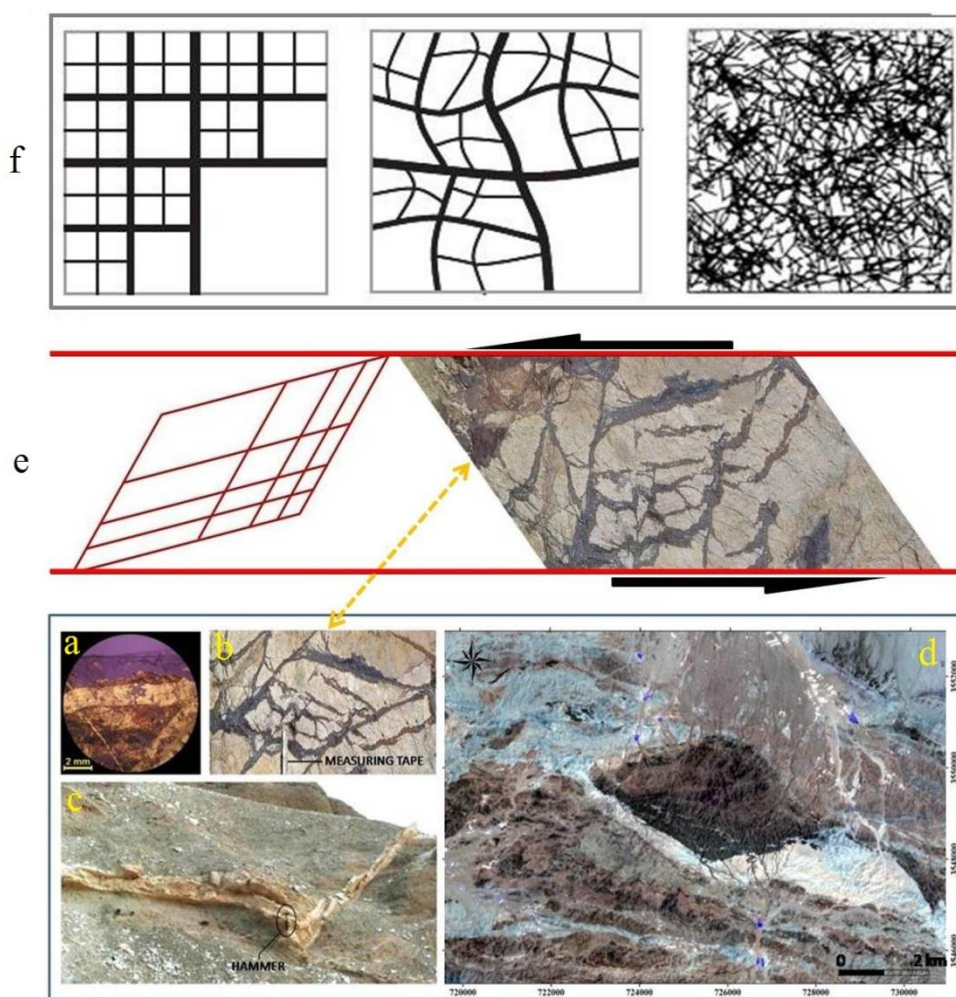
شکستگی‌های فرعی پهنه برشی نیز می‌توانند در تشکیل رگه‌های معدنی نقش داشته باشند. همان‌طور که از عنوان این پژوهش پیداست، پیش‌فرض ما بررسی بروز فضاهای باز در راستای پهنه‌های برشی شکناست؛ که با الگوهایی نظیر انشعابات ریدل پهنه‌های برشی نیز سازگار است (Agosta, 2010; De Jossineau, 2007; Aydin, 2010). فرآیندهای پویا نیز بر توسعه مجموعه‌های گسل و جابجایی آنها در امتداد انشعابات مزدوج ریدل تأثیر گذارند (Schwarz, 2008) که در ادامه این فرایندهای پویا، توسعه کانی‌سازی در خلال گسل‌های میزبان به وقوع می‌پیوندد (Sibson, 1989). در طبیعت نیز طرح هندسی بلوک‌های ریدل از شکستگی‌های R و R' پیروی می‌کنند و در ابعاد مختلف بلوک گسلی یافت می‌شوند. از آنجا که گسل‌های لغزشی در مقیاس‌های مختلف تشکیل می‌شوند (Storti et al., 2003)، بلوک‌های گسلی نیز در پی آن ابعاد مختلفی خواهند داشت که در مقیاس‌های مختلفی نظیر میکروسکوپی، ماکروسکوپی، مزوسکوپی و مگاسکوپی قابل مشاهده‌اند (اشکال 10-a, b, c, d). به دلیل آن‌که که موارد بسیار مبهمی در سیستم‌های رگه‌ای وجود دارد، انتظار می‌رود که وقتی با این سبک کانی‌سازی روبرو می‌شویم، ارزیابی نسی از حجم ذخیره معدنی آن داشته باشیم. در این راستا، تلاش شد تا از طریق این مطالعه، تأثیرات ابعاد بلوکی در مقدار فضای باز مورد بررسی قرار گیرد. اگرچه می‌دانیم که ساختارهای تکنیکی ایجادکننده فضای خالی، بالاترین اهمیت را به عنوان کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی در پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای رگه‌ای داراست (خطیب، ۱۳۷۸؛ کاویانی‌صدر، ۱۳۹۴)؛ اما در هر یک از مناطق دارای کانی‌سازی، کنترل‌کننده‌های فاقد کانی‌سازی نیز وجود دارند که این امر نشان می‌دهد جهت ایجاد کانی‌سازی مناسب، می‌بایست چند کنترل‌کننده با یکدیگر رخ دهند (مانند عوامل چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، ساختاری و...) و حضور تنها یکی از کنترل‌کننده‌ها، شرط کافی برای رخداد کانی‌سازی در آن محل نمی‌باشد. به عنوان مثال، کانسارهای کنترل‌شده توسط گسل‌ها به صورت کاملاً معناداری در شکل و اندازه، تنوعی از کنترل‌کننده‌های

به طور کلی می‌توان گفت که ذخایر معدنی در پهنه‌های برشی به صورت رگه‌ای دارای اشکال هندسی منظم بوده و از ساختار هندسی فضاهای باز حاصل از فعالیت پهنه‌های برش پیروی می‌کنند (Karimpour, 2005). همان‌طور که پیش از این گفته شد، ساده‌ترین تفسیر برای نحوه تشکیل رگه‌های معدنی در یک معدن، مرتبط دانستن آنها با راستای شکستگی‌های کششی است. این در حالیست که در بسیاری از معادن، با استناد به جهت محور تنش بیشینه چه در مقیاس ناحیه‌ای و چه محلی که توسط سایر محققین معرفی گردیده، ملاحظه می‌شود بسیاری از این رگه‌ها به موازات محور تنش بیشینه و منطبق بر توجیه معمول شکستگی‌های کششی نیستند و انحراف فاحشی را به نمایش می‌گذارند که این حالت یا بیانگر چرخش است که در رگه‌ها رخ داده، یا اینکه این دسته از رگه‌ها منطبق بر دسته‌های دیگر شکستگی‌ها، غیر از شکستگی‌های کششی هستند. در این معادن، تشکیل شکستگی‌های کششی نیز بسته به ارتباط بین لیتولوژی-رئولوژی درون پهنه‌های برشی امکان‌پذیر است، اما در مدل‌های آنالوگ که از مواد خمیری نظیر گِل استفاده شده، محتمل‌تر است. این در حالیست که در مدل‌های آنالوگ که مواد به کار رفته شده در آن‌ها شرایط شکننده را بازسازی می‌کنند (نظیر ماسه فشرده شده و نظایر آن)، اغلب توسعه شکستگی‌های برشی ریدل را شاهدیم. شاید به این دلیل که در حالت خمیری، امکان برش کمتر است، به همین دلیل، بازشدگی ناشی از کشش با نیروی کمتری صورت می‌پذیرد. اما در حالت شکننده، فرآیندهای برشی از طریق گسیختگی-های واضح و ممتد گسترش می‌یابد. از این‌رو افزایش تنش، صرف افزایش برش در شکستگی‌های مزبور می‌گردد تا تشکیل شکستگی‌های کششی.

از طرفی شکستگی‌های کششی اغلب در سنگ‌هایی با شرایط شکل‌پذیر-شکنا به وجود می‌آیند. از این‌رو بسیاری از الگوهای دیگر نظیر نهشت محلول‌های کانه‌دار در خلال فضای باز الگوهای ساختاری مانند برش‌های ریدل و سایر

دگرشکلی پیش رونده پهنه برش متمرکز است، نه سایر عوامل نظیر فشار، دما، تفکیک فضاهای کانی سازی شده از فضاهای فاقد کانی سازی و دیگر فرآیندهای موثر بر آن. بنابراین آن-چه مسلّم است، انتشار رگه ها در سیستم های رگه ای چه از نوع منظم (Systematic) باشند و چه غیر منظم (شکل 10-f)، در برآورد کلی آن باز هم از الگویی منظم تبعیت می کنند که پی بردن به این الگو و نظم موجود در آن، بر عهده محققان این زمینه است که بسط آن در این مقاله نمی گنجد.

ساختاری و سنگ شناختی را منعکس می کنند (Leach et al., 2005). علیرغم این که ما در این تحقیق اعماق کم پوسته زمین و متعاقب آن محدوده دگرشکلی شکنا را که به کاهش دما و فشار محلول گرمایی به نهشت مواد معدنی می انجامد، مورد بررسی قرار دادیم؛ و از طرفی نیز می دانیم که محیط های با تخلخل بالا (نظیر مناطق با فراوانی بالای شکستگی)، خود عاملی بر کاهش فشار و در نتیجه ته نشین شدن ماده معدنی است (Leach et al., 2005)؛ اما این پژوهش صرفاً بر روی تاثیر کنترل کننده های ساختاری بر مقدار فضای باز در خلال



شکل ۱۰- بلوک های گسلی در ابعاد مختلف در مسیر پهنه های برشی و پرشدگی های ثانویه محاط بر بلوک ها با پیروی از هندسه بلوک های گسلی ریدل از مقیاس میکروسکوپی تا مگاسکوپی a: مقیاس میکروسکوپی، b: مقیاس ماکروسکوپی، c: مقیاس موزوسکوپی، d: مقیاس مگاسکوپی، e: وضعیت رگه های کانه دار تصویر b در کنترل شکستگی های ریدل یک پهنه برشی چپگرد که به صورت فرکتالی توسعه یافته اند، همراه با طرح شماتیک از حالت فرکتالی بلوک های گسلی در خلال پهنه های برشی شکنا، f: طرح شماتیک از انواع توسعه فرکتالی نهشته های معدنی در سه حالت منظم، نیمه منظم و نامنظم (Gumiel, 2010).



مدل‌های نرم‌افزاری فراهم نیست. در مدل‌سازی عددی برای رسیدن به نتایج ملموس‌تر، نقش برخی از پارامترهای کم‌اثر در مقیاسی که مدل‌ها در آن مورد آزمایش قرار گرفتند مثل چگالی، چسبندگی داخلی و... به سبب پیش‌فرض بلوک‌های صلب نادیده گرفته شد. اساساً در اغلب مدل‌سازی‌های عددی نادیده گرفتن برخی پارامترها برای رسیدن به نتایج ملموس‌تر امری مرسوم است. از همین‌رو، تفاوت اندکی که در مقدار فضای باز در مدل آنالوگ و عددی در هر یک از مدل‌ها دیده می‌شود نتیجه تأثیر تفاوت در شیوه ساخت مدل‌ها است. بنابراین فضای باز بیشتری را در مدل‌سازی عددی نسبت به مدل‌سازی آنالوگ شاهدیم. با افزایش کرنش برشی، چرخش یا جابجایی بلوک‌های گسلی، فضاهای باز در بین بلوک‌ها ظاهر می‌شوند، در حالت بُعد شماره ۱، به سبب تعداد بیشتر بلوک‌ها در مدل، چرخش بلوکی و متعاقب آن فضا‌سازی بیشتری را شاهدیم. با افزایش کرنش برشی در بُعدهای شماره ۳ و ۴، تنش بیشتر صرف برش بین شکستگی-های ریدل و لغزش‌های بین بلوکی می‌شود تا چرخش بلوکی و ایجاد فضای باز؛ به همین جهت فضای باز کمتری بین بلوک‌ها تشکیل می‌شود.

نتیجه‌گیری

اگرچه در این تحقیق نقش سایر عوامل موثر بر نهشت مواد معدنی بررسی نشد، اما تأثیر ابعاد بلوک‌های ریدل بر مقدار فضای باز در پهنه‌های برشی شکنا به عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده کانی‌سازی مورد بررسی قرار گرفت. مقدار فضای بازی که در راستای شکستگی‌های ریدل پهنه‌های برشی شکنا ایجاد می‌شوند، با مقدار فاصله‌بندی بین این شکستگی‌ها و به دنبال آن ابعاد بلوک‌های گسلی ریدل ارتباط دارد، به گونه‌ای که هر اندازه مقدار فاصله‌بندی بین برش‌های ریدل کمتر و ابعاد بلوک‌های حاصله کوچک‌تر باشند، فضای باز بیشتری در گستره واحدی از انواع پهنه‌های برشی که در مقدار فاصله‌بندی شکستگی‌های ریدل با یکدیگر متفاوتند، تشکیل می‌شود و بالعکس. علاوه بر این، مدل‌های آنالوگ این پژوهش و

می‌دانیم هر شکستگی درون پهنه‌های برشی که زاویه کمی نسبت به لبه‌های این پهنه‌ها دارد، در خلال یک دگرشکلی پیش‌رونده، متحمل لغزش ناهمسو با پهنه برشی می‌گردد (قاسمی، ۱۳۸۷). بنابراین گسل‌های R نیز به واسطه زاویه کمی که نسبت به لبه پهنه برش دارند، لغزش همسو با پهنه برش را متحمل می‌شوند و لذا، تنش‌های وارده بیشتر سبب لغزش می‌گردد تا چرخش و تشکیل فضای باز، اما در گسل‌های R' به سبب زاویه بیشتر نسبت به لبه پهنه برشی، برش ناهمسو با پهنه برش اتفاق می‌افتد و همین امر باعث می‌شود تا در نتیجه تلاقی این دو برش همسو و ناهمسو در خلال یک دگرشکلی پیش‌رونده، چرخش بلوکی حاصل شود (شکل ۳). از آنجایی که مقدار این چرخش در همه‌ی بلوک‌ها یکسان نیست (چرخش همه بلوک‌ها به یک میزان و یکنواخت نیست)، باعث تشکیل فضای باز در بین بلوک‌ها می‌شود (اشکال ۳، ۵ و ۶). همان‌طور که پیش از این نیز گفته شد، تمام الگوهای انتشار رگه‌ای از نظم و قانده‌ای خاص تبعیت می‌کنند. الگوی انتشار رگه‌ای ریدل نیز در ابعاد مختلف امکان‌پذیر بوده به گونه‌ای که بلوک‌های گسلی ریدل متناسب با فاصله‌بندی بین برش‌های ریدل، مقیاس‌های مختلفی را با نظم فرکتالی مشخص به خود می‌گیرند (شکل 10-e) که شناخت این الگوی فرکتالی، در برآورد حجم ذخایر معدنی مربوط نقش بسزایی را ایفا می‌کند.

به عقیده Ramsay & Graham, 1970 دگرشکلی در پهنه‌های برشی می‌تواند از نوع برش ساده و یا از نوع تغییرات حجم و یا ترکیبی از این دو باشند؛ بنابراین حجم کلی ذخایر معدنی، تابعی از حجم فضاهای باز ایجاد شده در پهنه‌های برشی موجود در منطقه است (Ramsay, 1980). از آنجایی که محاسبه کرنش حجمی در معادن حائز اهمیت بسیاری است، این پژوهش به عنوان قدمی کوچک از این منظر، می‌تواند به ارزیابی توان معدنی آن مجموعه کمک شایانی نماید.

در مدل‌سازی آنالوگ، می‌توان تأثیر پارامترهای بسیاری را در مطالعه مورد توجه قرار داد حال آنکه این امکان در که



این که در تمام موارد این تحقیق، نتایج مدل سازی عددی به جهت مقدار فضای باز ایجاد شده بین بلوک های ریدل در شرایط مشابه با مدل سازی آنالوگ کمی بیش تر است، اما همخوانی مطلوبی را با مدل سازی آنالوگ به نمایش می-گذارد.

تشکر و قدردانی می شود. این تحقیق بخشی از پژوهش رساله دکتری نویسنده اول مقاله در دانشگاه فردوسی مشهد می-باشد.

اعتبارسنجی آن با مدل سازی عددی نشان داد که در ابعاد کوچکتر بلوکی، چرخش و جابجایی های بلوکی که منجر به بروز فضاهای باز می شوند بیشتر است. این در حالیست که با افزایش کرنش برشی در خلال دگرشکلی پیش رونده پهنه برشی، نیروهای حاصل بیشتر صرف لغزش بین شکستگی های ریدل می شود تا چرخش بلوکی و ایجاد فضای باز. علیرغم

سیاسگزاری

بدین وسیله از گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد و همکاری های ارزنده گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند

منابع

- خطیب، م.م.، ۱۳۷۸. ارتباط دگرشکلی برشی و رگه های معدنی در قلعه زری، مجموعه مقالات همایش شناخت توانمندی های معدنی شرق کشور، بیرجند.
- قاسمی، م. ر.، ۱۳۸۷. پایه های زمین شناسی ساختمانی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کاویانی صدر، خ.، خطیب، م.م.، زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۴. اثر کنترل کننده های ساختاری در نهشت مواد معدنی منطقه چشمه خوری (شمال غرب بیرجند)، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، شماره ۹۵.

- De Jossineau, G., Mutlu, O., Aydin, A. and Pollard, D.D., 2007. Characterization of strike-slip fault–splay relationships in sandstone. *Journal of Structural Geology*, 29(11), pp.1831-1842.
- Dooley, T.P. and Schreurs, G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574, pp.1-71.
- Dholakia, S.K., Aydin, A., Pollard, D.D. and Zoback, M.D., 1998. Fault-controlled hydrocarbon pathways in the Monterey Formation, California. *AAPG bulletin*, 82(8), pp.1551-1574.
- Forster, H., 1978. Mesozoic - Cenozoic metallogenesis in Iran - *Geological Society-London*, 135, 443-445.
- Gamond, J. F., 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.* 5, 33–45.
- Ghosh, N. and Chattopadhyay, A., 2008. The initiation and linkage of surface fractures above a buried strike-slip fault: An experimental approach. *Journal of earth system science*, 117(1), pp.23-32.
- Hancock, P. I., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, Vol 7 437-457.
- Karimpour, M, H., 2005. Comparison of Qaleh Zari Cu-Au-Ag deposit with other Iron Oxides Cu-Au (IOGC-type) deposits, a new classification. Katz, Y., Weinberger, R., Aydin, A., 2004., Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, Capitol Reef National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, Vol 26, p: 491–501.
- Kim, Y.S. and Sanderson, D.J., 2004. Similarities between strike-slip faults at different scales and a simple age determining method for active faults. *The Island Arc magazine*, vol 13, p: 128–143.
- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J. and Walters, S.S., 2005. Sediment Hosted lead-zinc deposits: A Global Perspective : *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, p:501-607.
- Agosta, F. and Aydin, A., 2006. Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 28(8), pp.1445-1467.
- Ahlgren, S. G., 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zone as deformation bands in porous sandstone. *Journal structural Geology* 23, p: 1203-1214.
- Aydin, A. and Berryman, J.G., 2010. Analysis of the growth of strike-slip faults using effective medium theory. *Journal of Structural Geology*, 32(11), pp.1629-1642.
- Brogi, A., 2006. Evolution, formation mechanism and kinematics of a contractional shallow shear zone within sedimentary rocks of the Northern Apennines (Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 99, 29–47.
- Brown, M. and Solar, G.S., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of structural geology*, 20(2-3), pp.211-227.
- Chauvet, A., 2019. Structural control of ore deposits: The role of pre-existing structures on the formation of mineralised vein systems. *Minerals*, 9(1), p.56.
- Chemenda, A. I., Cavalie, O., Vergnolle, M., Bouissou, S. and Delouis, B., 2015. Numerical model of formation of a 3-D strike-slip fault system. *Tectonophysics*, 34- 31-49.
- Cladouhos, T. T., 1999. A kinematic model for deformation within brittle shear zones. *Journal of Structural Geology* 21, 437±448.
- Cloos, E., 1955. Experimental analysis of fractural patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.* 66, 241–256.
- Coelho, S., Passchier, C. and Marques, F., 2006. Riedel-shear control on the development of pennant veins: Field example and analogue modeling. *Journal of Structural Geology*, Vol 28 1658-1669.
- Davis, G.H., and Reynolds, S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. New York: John Wiley and Sons, p.800.



- Sylvester, A.G., 1988. Strike slip faults, Geological Society America Bulletin, volume 100, pp. 1666-1703.
- Tchalenko, J.S., 1968. The evolution of kind-bands and the development of compression textures in sheared clays. Tectonophysics 6, 159–174.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes, Geological Society of America Bulletin, V.81, pp. 1625-1640.
- Wang, C. and Ludman A., 2004. Deformation conditions, kinematics and displacement history of shallow crustal ductile shearing in the Norumberga fault system in the Northern Appalachians, eastern Maine. Tectonophysics 384, 129–148.
- Xu, S. and Ben-Zion, Y., 2013. Numerical and theoretical analyses of in-plane dynamic rupture on a frictional interface and off-fault yielding patterns at different scales. Geophysical Journal International, 193(1), pp.304-320.
- Peacock S.M., 2002, Blueschist-facies metamorphism, shear heating and P-T- t paths in subduction shear zones. Journal of Geophysical Research, 97, 17693-17707.
- Ramsay, J. G., 1980. Shear zone geometries: a review., J. Stru. Geol, V.2, pp. 83-100.
- Ramsay, J.G. and Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. Canadian Journal of Earth Sciences, 7(3), pp.786-813.
- Riedel, W., 1929. "Zur Mechanik Geologischer Erscheinungen." Z. Mineral. Geol. Palaeontol. Vol. 1929B, pp. 354-368.
- Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration, Ore Geology Reviews, 14: 157-183.
- Schwarz, H. U. and Kilfitt, F.W., 2008. Confluence and intersection of interacting conjugate faults: A new concept based on analogue experiments. Journal of Structural Geology 30 1126–1137.
- Sibson, R.H., 1989. Earthquake faulting as a structural process. Journal of structural geology, 11(1-2), pp.1-14.
- Storti, F., Holdsworth, R.E. and Salvini, F., 2003. Intraplate Strike-Slip Deformation Belts. Geological Society, London, Special Publications, 210(1), 1-14.



زمین ریخت شناسی و زمین ساخت جنبا وابسته به گسل های استان کرمان

مجید نعمتی (نویسنده مسئول)^{۱*} و احمد عباس نژاد^۱

۱- هیئت علمی بخش زمین شناسی دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله دانشگاه شهید باهنر کرمان- nematimajid_1974@uk.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۰۷

چکیده

شمار زیادی گسل جنبا در استان کرمان جنبا وجود دارد که با توجه به نرخ بالای لرزه خیزی در خاور ایران و هم چنین در استان، بیش تر این گسل ها لرزه زان نیز هستند. از آن جایی که گسل ها می توانند یک لایه اطلاعاتی مهم در بررسی خطر زمین لرزه باشند، از اهمیت زیادی برخوردار هستند. گسل ها از مهم ترین عوامل ایجاد زمین ریخت ها هستند. در این پژوهش، از میان زمین ریخت ها تنها زمین ریخت های پیامد زمین ساخت جنبا بررسی می شوند. زمین ریخت های خاور ایران، به دلیل شرایط آب و هوایی گرم و خشک، به کمک جابه جایی آب راه های فصلی و بادزن های آب رفتی قابل بررسی هستند. در این پژوهش، این بررسی با کار صحرایی و کار روی شکل های ماهواره ای، انجام شده است. جابه جایی بزرگ انباشتی در راستای قائم با اندازه ای بیش از ۲۰۰۰ متر (گسل گلباف) و ۱۸۰۰ متر (گسل کوه بنان)، از ویژگی های بارز گسل های استان کرمان می باشد. بیشینه جابه جایی انباشتی افقی و قائم، به شماره، نزدیک به ۱۷۰۰ متر و ۱۵۰۰ متر روی گسل لکرکوه اندازه گیری شد. روی گسل های جیرفت و سیزه واران نیز به شماره، در دو نقطه که قابل بررسی بودند، جابه جایی انباشتی افقی ۱۱۰ و ۱۵۰ متر دیده شد. در نیم رخ ها در آب راه ها، جابه جایی معکوس، از چند سانتی متر (گسل جیرفت)، نزدیک به متر (گسل شهداد) و تا چند متر (گسل سروستان) نیز مشاهده شد. از میان گسل های معکوس استان کرمان، گسل های نای بند، سروستان، کوه بنان و شهداد، دست کم در بخش عمده ای از درازای خود، مرز بارزی میان کوه و دشت تشکیل داده اند. گسل های نای بند و لکرکوه در هر دو پایانه خود خمش دارند. گسل لرزه زای زمین لرزه ۱۹۷۸ طبس در پایانه شمالی گسل نای بند و گسل لرزه زای گدار (زمین لرزه های ۲۰۱۷ هجری) در پایانه جنوبی گسل لکرکوه از پایانه های جنبا و مهم گسلی در خاور ایران و استان کرمان هستند. جابه جایی هم لرز زمین لرزه های گسل گلباف، به دلیل نرخ پایین فرسایش، پس از گذشت دست کم ۲۶ سال هنوز از بین نرفته و قابل اندازه گیری است.

واژگان کلیدی: استان کرمان، زمین لرزه، زمین ریخت شناسی و زمین ساخت جنبا

Geomorphology and active tectonic related to the faults in Kerman Province, SE Iran

Majid Nemati^{1*} and Ahmad Abbasnejad¹

1- Associate Professor of Department of Geology, Faculty of Science and Earthquake Research Center of Shahid Bahonar University of Kerman, nematimajid_1974@uk.ac.ir

Abstract

There are many active faults in Kerman province, majority of them, according to high rate of seismicity in eastern Iran and also the province is seismic. Regarding to that fault geomorphology could be an information layer in earthquake hazard assessment, is so important. In this research, only landforms of active tectonic within all geomorphs are investigated. These geomorphological features in east of Iran have been investigated using displacement of seasonal streams in field work and on satellite images. Greatest vertical cumulative movements, more than 2000 m (Golbaf fault) and 1800 m (Kuhbanan) are manifest specifications of the faults in Kerman province. Lakarkuh fault, also, has 1700 m and 1500 m maximum vertical and horizontal displacements, respectively. On the two investigable points on Jiroft and Sabzevaran faults, 110 m and 150 m horizontal displacements were seen, respectively. In sections of streams, from a few centimeters (Jiroft fault), near one meter (Shahdad fault) to few meters (Sarvestan fault) vertical displacements were seen. Among the reverse faults in Kerman province, Nayband, Sarvestan, Kuhbanan, Shahdad faults, at least in part of their lengths, created an obvious boundary between mountain and plain. Lakarkuh and Nayband faults have bending on their one or two terminations. The 1978 Tabas earthquake on north termination and Godar earthquake fault (the 2017 Hojedk earthquakes) on south termination of the Lakarkuh fault, are from these active and important fault terminations in eastern Iran and Kerman province. Following field work, one of the eastern Iran specifications was confirmed: coseismic displacements of earthquakes of the Golbaf fault are measurable after at least 26 years.

Key words: Kerman Province, Earthquake, Geomorphology, Displacements, Active tectonic



مقدمه

زمین‌ریخت‌شناسی از شواهد بررسی جنبا بودن گسل‌ها در یک گستره به‌شمار می‌رود. رخداد یک زمین‌لرزه بزرگ روی یک گسل یا وابسته بودن شمار زیادی خردلرزه به آن گسل، از گواهی‌های مهم دیگر، در بررسی جنبا بودن یک گسل هستند (نعمتی، ۱۳۹۷). از زمین‌ریخت‌شناسی برای کشف گسل‌های پنهان نیز استفاده می‌شود (صفاری و همکاران، ۱۳۹۸). استان کرمان یک پیوست‌گاه مهم چندگانه‌ای از گسل‌های جنبا (گسل‌های کوه‌بنان، لکرکوه، گلباف و شهداد) در خاور ایران می‌باشد (شکل ۱). این گونه پیوست‌گاه‌های گسلی، از دیدگاه لرزه‌ای بسیار اهمیت دارند. گسل گلباف از جنباترین گسل‌های ایران است که میزبان زمین‌لرزه‌های پی‌درپی بوده است. گسل لکرکوه که در سال ۱۳۹۷ سه زمین‌لرزه پی‌پایی ($6.1M_w - 5.9$) روی پایانه جنوبی آن روی داده است (Savidge et al., 2019; Nemati et al., 2020). گسل کوه‌بنان نیز که باعث رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگی روی شاخه‌های منشعب‌شده است (زمین‌لرزه‌های ۱۳۶۴ هوری‌جان و 1384 داهوئی زرنند با بزرگای 6.4 ; Talebian et al., 2006; Nemati and Gheitanchi, 2011)، روی خود گسل نیز، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای میانه ($6.0 - 5.0$) روی داده است. در خاور ایران، دگرشکلی‌های پی‌آمد هم‌گرایی پهنه‌های عربی و توران در اوراسیا، در گسل‌های پیرامون بلوک‌های بی‌لرزه مانند لوت، طبس و جازموریان روی می‌دهند. در این پژوهش، بخش زمین‌ریخت‌شناسی این دگرشکلی‌ها که مقدم بر دگرشکلی‌های لرزه‌ای است، بررسی می‌شوند.

زمین‌ریخت‌شناسی تنها می‌تواند بر جنبا بودن گسل‌ها و نه الزاما جنبش لرزه‌زای آن‌ها دلالت نماید. جابه‌جایی آبراهه‌های دائمی، و به‌ویژه فصلی در

گستره‌های خشک، در خاور ایران توسط گسل‌های جنبا، به‌ترین راه برای بررسی جنبا بودن گسل‌ها در گستره‌های کم‌آب می‌باشد. از دیگر راه‌های بررسی جنبا بودن گسل‌ها در گستره‌های خشک، جابه‌جایی مسیر کاریزها و بادزن‌های آب‌رفتی^۳ توسط گسل‌های جنبا می‌باشد. جابه‌جایی کاریزها، که، به‌یقین، خاست‌گاه آن‌ها ایران می‌باشد (English, 1968)، توسط گسل‌های جنبا در منابع زمین‌شناسی بسیار آورده شده‌اند (Walker and Jackson, 2004). دیدن آینه‌گسلی و یا هم‌بری دو سازند جوان یا دولایه‌بندی گوناگون با شیب‌های ناپکسان در کنار یک‌دیگر نیز می‌تواند از وجود گسل و جنبا بودن آن حکایت کند. گواهی‌های زمین‌پویایی^۴ که نشان‌دهنده فراخاست در یک گستره هستند، می‌توانند دلیلی بر جنبایی زمین‌ساختی آن گستره باشند، اگرچه همیشه این‌گونه نیست و ممکن است فراخاست برای گستره بزرگی در حال رخ دادن باشد (England and Molnar, 1990).

از شکل‌های ماهواره‌ای و مشاهدات صحرائی برای بررسی گسل‌های جنبا در پیرامون بیرجند در خاور ایران استفاده شده است (Walker and Khatib, 2006). مشاهدات زمین‌ریخت‌شناسی بر یک کمر بند گسلی و چین‌خورده مورب در استان کرمان دلالت دارند (Walker, 2006). برخلاف خاور استان که از لرزه‌خیزترین گستره‌های ایران است، باختر استان از دیدگاه لرزه‌ای ساکت بوده و هیچ زمین‌لرزه ویران‌گر ثبت‌شده‌ای در آن گستره رخ نداده است (به‌جز زمین‌لرزه پیش‌دستگاهی لاله‌زار، ۱۳۰۲). بررسی‌های GPS نشان می‌دهند که اندازه دگرشکلی‌های کنونی پایین است. به‌گمان، سامانه‌های گسلی در جنوب استان کرمان در پایان کواترنر جنبا بوده و

^۱ Splay

^۲ قنات

مخروط‌افکنه^۳

^۴ Geodynamic



راست گرد در دو سوی دشت لوت و کویر مرکزی ایران دیده می‌شود (Walker et al., 2004)

گسل‌های اصلی خاور ایران شامل گسل درونه، نایبند، کوهبنان، دشت بیاض، گلباف، آبیز، جیرفت - سبزه‌واران، رفسنجان، زاهدان، سروستان، شهداد و سامانه گسلی نهبندان است. همگی این گسل‌های اصلی و مهم (به جز درونه و دشت بیاض) دارای سازوکار غالب راستالغز راست گرد هستند. گستره‌های گسلی کوهبنان، لکرکوه، شهداد، گلباف، سروستان، و جیرفت یک به‌خشدگی و راستای گسلی مهم و جنبه در استان کرمان است. گستره گسلی گلباف - شهداد و هم‌چنین دیگر گسل‌های نامبرده، در یک رژیم هم‌گرایی ترفاشاری مایل قرار دارند (Walker, 2006). به دلیل مایل بودن، این هم‌گرایی در گستره، به دو بخش راستالغز و معکوس تقسیم می‌شود. بخش راستالغز این هم‌گرایی را گسل گلباف و بخش معکوس آن را گسل شهداد برعهده دارد. دیگر گسل‌ها نیز هر دو این جابه‌جایی‌ها را نشان می‌دهند. به دلیل جنبه بودن این گستره از دیدگاه زمین‌ساختی، دگرشکلی‌های زمین‌ریخت‌شناسی زیادی در سرتاسر گسل‌های این گستره به وجود آمده، که در پی جابه‌جایی و جنبش (لرزه‌زا و بی‌لرزه) گسل‌ها ایجاد شده است. در این نوشتار، کوشش شده است تا بخشی از این دگرشکلی‌ها در شکل‌های ماهواره‌ای و شکل‌های میدانی نمایش داده شوند.

در ۵۰ کیلومتری شمال خاوری شهر کرمان یک پیوست‌گاه مهم چندگانه‌ای از گسل‌های جنبه (گسل‌های کوهبنان، لکرکوه، گلباف و شهداد) وجود دارد (شکل ۱). این گونه پیوست‌گاه‌های گسلی، از دیدگاه لرزه‌ای بسیار اهمیت دارند. گسل گلباف از جنبه‌ترین گسل‌های ایران است که میزبان زمین‌لرزه‌های پی‌درپی بوده است. سه زمین‌لرزه پیاپی ($M_w 6.1 - 5.9$) نیز گسل لکرکوه در سال ۱۳۹۷ روی پایانه جنوبی آن روی داده است

شاید در آینده بتوانند زمین‌لرزه‌های ویران‌گری تولید کنند (Walker, 2006).

دگرشکلی لرزه‌زا و بی‌لرزه در خاور ایران در پیرامون بلوک‌های بی‌لرزه روی گسل‌های راستالغز روی می‌دهند. این گسل‌ها و گسل‌های پیرامون آن‌ها میزبان زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویران‌گری بوده‌اند: زمین‌لرزه ۱۳۴۷ دشت بیاض ($M_w 7.1$) روی گسل دشت بیاض (Walker et al., 2004)، زمین‌لرزه ۱۳۵۷ طبس گلشن ($M_w 7.4$) (Berberian, 1979)، زمین‌لرزه ۱۳۷۶ زیرکوه قائنات ($M_w 7.1$) روی گسل آبیز (Berberian et al., 1999)، زمین‌لرزه ۱۳۶۰ سیرچ ($M_w 7.1$) روی گسل گلباف (Berberian et al., 2001)، زمین‌لرزه‌های ۱۳۷۳ سفیدآبه ($M_w 5.0-5.9$) روی پایانه گسل زاهدان (Berberian et al., 2000)، زمین‌لرزه‌های ۱۳۹۷ هجدک کرمان ($M_w 6.0-6.2$) روی پایانه گسل لکرکوه (Savidge et al., 2019).

در خاور ایران و هم‌چنین در استان کرمان مقالاتی درباره زمین‌ریخت‌شناسی، زمین‌ساخت جنبه و هم‌چنین لرزه‌شناسی نگاشته شده است (Walker, 2003; Walker and Khatib, 2006; Nemati, et al., 2020). در این نوشتار کوشش بر این بوده است که دگرریختی‌های ایجاد شده توسط زمین‌ساخت جنبه که از نگاه دیگران دور مانده است، مستند شود.

زمین‌ساخت خاور ایران

هم‌گرایی پهنه‌های عربستان و اوراسیا در کوه‌های زاگرس و در کمربندهای لرزه‌ای البرز و کپه‌داغ در شمال ایران به صورت کوتاه‌شدگی ظاهر می‌شود (Wernant et al., 2004) هر آن‌چه از پوسته زمین که در گستره‌های نام‌برده کوتاه نمی‌شود باید به گونه برش راست گرد شمالی - جنوبی میان ایران مرکزی و افغانستان ظاهر شود. این برش در چندین سامانه اصلی گسلی



معکوس گسل‌ها از برش‌های طبیعی ایجاد شده توسط آب‌راه‌ها روی این گسل‌ها استفاده شده است. برای اندازه‌گیری جابه‌جایی انباشتی قائم گسل‌ها نیز شکل‌های رقمی ارتفاعی SRTM به کار برده شده است. دانلود این پیکره‌ها به کمک نرم‌افزار Global Map Downloader انجام شده است. پیکره‌های میدانی در نقاطی که کار صحرائی در آن‌ها میسر بود برداشت شده‌اند. به عنوان مثال، اگرچه، کار در گستره گسلی لکرکوه بسیار دشوار است، گستره‌های جنوبی استان برای کار صحرائی مناسب‌تر است.

گسل شهداد

گسل شهداد در ۵۰ کیلومتری جنوب‌خاوری شهر کرمان و در نزدیکی خاور گسل گلباف جای دارد. این گسل یک گسل معکوس است که یک خم فشاری را شکل داده است. این گسل، به دلیل هم‌بستگی زمین‌ساختی که با گسل گلباف دارد، در این بخش بررسی شده است. این گسل تا پیش از رویداد زمین‌لرزه ۱۳۸۳/۰۲/۱۶ (Feilding 2019) گمان می‌رفت که بی‌لرزه باشد (et al., 2004). رویداد این زمین‌لرزه با بزرگای $M_L 4.0$ باعث شد تا به این گسل نیز به گونه جدی در برآورد خطر زمین‌لرزه توجه شود. این گسل، مانند بسیاری دیگر از گسل‌های معکوس، به گونه‌ای بسیار بارز، مرز میان تپه‌های آب‌رفتی و دشت لوت را تشکیل داده است. شکل آب‌جابه‌جایی معکوس گسل شهداد را در یک آب‌راه با دید روبه شمال در مرز میان کوه و دشت لوت نمایش می‌دهد. در این شکل، خط‌چین، شاخه‌های گسل و خط پرنازک، یک لایه جابه‌جاشده را توسط گسل نمایش می‌دهند.

کوه‌بان نیز که باعث رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگی روی شاخه‌های منشعب شده از خود شده است (زمین‌لرزه‌های ۱۳۶۴ هجری‌جان و 1384 داهوئی زرنده با بزرگای 6.4 ; Talebian et al., 2006; Nemati and Gheitanchi, 2011)، روی خود گسل نیز، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای میان $(6.0 - 5.0)$ روی داده است.

تخمین زده می‌شود که سامانه گسلی جیرفت - سیزه‌واران جذب نزدیک به ۶ میلی‌متر در سال از لغزش راست‌گرد در سراسر کناره جنوب باختری دشت لوت را برعهده دارد (Regare et al., 2005). از سوی دیگر بازالت‌هایی که توسط گسل نایبند جابه‌جا شده‌اند، (۲ میلیون سال پیش) حاکی از آن است که نرخ لغزش راست‌گرد در کناره باختری شمال دشت لوت به 1.5 میلی‌متر در سال کاهش یافته است (Walker and Lackson, 2002). از شمال تا جنوب استان کرمان $4/5$ میلی‌متر بر سال باقی‌مانده این لغزش نیز از طریق گسل‌های جنبا در استان کرمان جذب می‌شود (Walker and Lackson, 2002; Wernant et al., 2004).

این‌جا، برای بررسی جابه‌جایی‌ها، تصاویر ماهواره‌ای Google Earth، MrSid^۲ و نوع ۳ DEM شکل‌های میدانی به کار گرفته شده‌اند. اگرچه، اندکی از خمش‌های آب‌راه‌ها که در نگاره‌ها نشان داده شده‌اند، وابسته به خود رودخانه و آب‌راه‌ها می‌باشد و نه گسل‌ها، در کل، جابه‌جایی راست‌بر این آب‌راه‌ها در پی حرکت گسل‌ها، به روشنی، دیده می‌شود. برای دیدن جابه‌جایی

^۲ Digital Elevation Model, <http://www.geo-airbusds.com/worlddem/>

^۳ International Institute of Earthquake Engineering and Seismology

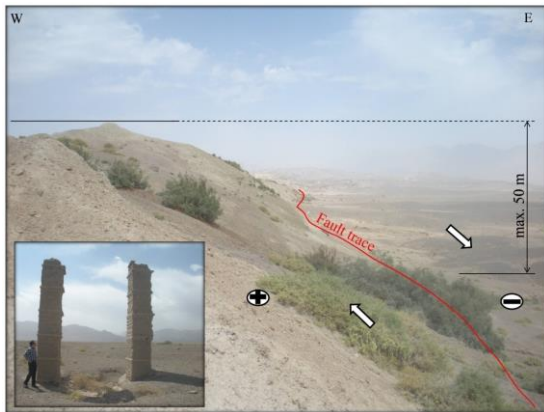
^۱ Splay

^۲ Multiresolution Seamless Image Database (www.usna.edu/Users/oceano/pguth/md_help/html/mr_sid.html)



به گسل‌های کوه بنان، لکرکوه، نای بند، گلباف، جیرفت، سبزه‌واران، بزم، نه‌بندان، گسل بزرگ راندگی زاگرس و گسل مرتفع زاگرس اشاره دارند. در سرتاسر مقاله، در بیش‌تر شکل‌ها، بردارهای ستبر سفید، جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر را روی گسل‌ها نمایش می‌دهند. نشان‌گرهای بعلاوه و منها نیز، به شماره، برخاستگی و فروافتاده‌گی زمین را در پی جابه‌جایی شیب‌لغز گسل‌ها نشان می‌دهند.

شکل کوچک، به گمان‌نمایی از سردر نیمه‌ویران یک بنای قدیمی را در نزدیکی این گسل نشان می‌دهد. با توجه به سن دست‌کم یک‌صد ساله این بنا به شکل کنونی آن، شاید بتوان گفت که در چند سده گذشته در این گستره زمین‌لرزه بزرگی روی این گسل روی نداده است. شکل ۲ ب شاخه‌های گسل سروستان و جابه‌جایی قائم و تراز گسل را با دید روبه‌شمال در یکی از آب‌راه‌های قطع‌کننده این گسل نمایش می‌دهد. شکل کوچک نیز راستای گسل را در بخش شمالی شکل بزرگ نمایش می‌دهد.

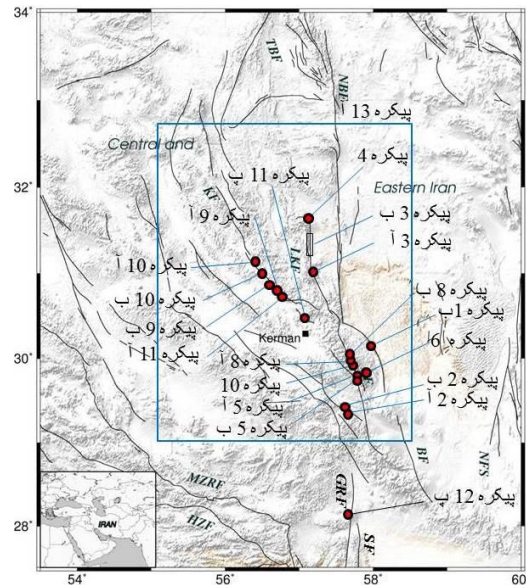


(آ)

گسل سروستان

گسل سروستان در پایانه جنوبی گسل گلباف جای دارد. به گمان، این گسل جنب‌است ولی جنبایی آن لرزه‌زا نیست. این گسل، لرزه‌خیزی چندانی ندارد و سازوکار چیره آن راست‌الغز راست‌بر می‌باشد. شکل ۲ آ نمایی از نزدیک را از ۵۰ متر بیشینه جابه‌جایی انباشتی قائم گسل سروستان، با دید روبه‌شمال، نمایش می‌دهد.

(آ)

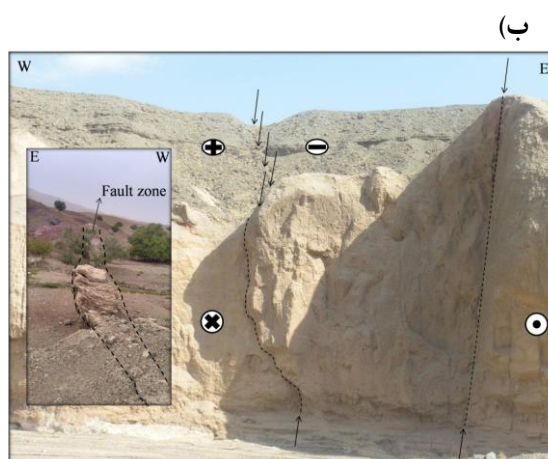


(ب)

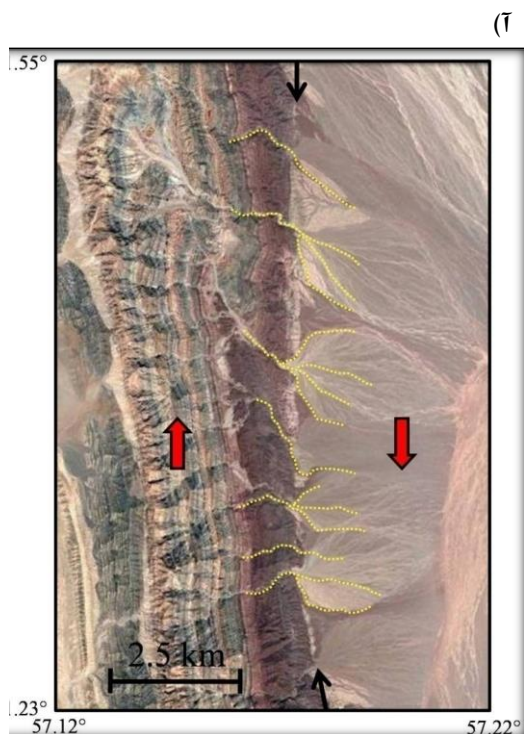


شکل ۲.۱ (آ) نقشه کلی گسل‌های استان کرمان و پیرامون و محل شکل‌های دیگر روی این نگاره و (ب) جابه‌جایی معکوس گسل شهداد (دید روبه‌شمال) در مختصات $30^{\circ}, 20' N$ و $57^{\circ}, 55' E$ در شکل آ، KF, LKF, NBF, GF, GRF, SF, BF, NFS, MZTF به شماره

گستره، بسیار کم می‌باشند. به همین دلیل، موفق به ارائه شکل‌های زیادی با دید مستقیم از این گسل نشدیم. خاور ایران به دلیل شرایط آب‌وهوایی گرم و خشک و ویژه خود، محل آب‌راه‌های فصلی بسیار زیادی می‌باشد. برخی از این آب‌راه‌ها تشکیل‌بازن‌های آبرفتی (مخروط‌افکنه) نیز داده‌اند. در شکل ۳ جابه‌جایی این آب‌راه‌های فصلی را در پی حرکت راست‌بر گسل لکرکوه روی شکل ماهواره‌ای MrSid می‌بینیم. اگرچه، برخی از خمش‌های آب‌راه‌ها وابسته به خود رودخانه و آب‌راه می‌باشند، درکل، جابه‌جایی راست‌بر این آب‌راه‌ها در پی حرکت راست‌بر گسل لکرکوه (پیکان‌های ستبر قرمز) مشاهده می‌شود. راستای شمالی - جنوبی گسل لکرکوه در نگاره، که با پیکان‌های سیاه نمایش داده شده است، به‌روشنی نمایان است.



شکل ۲. آ. جابه‌جایی انباشتی قائم گسل سروستان (دید روبه شمال). شکل کوچک نمایی از سردر نیمه ویران یک بنای قدیمی را نشان می‌دهد (۵۷ درجه و ۳۹ دقیقه طول خاوری و ۲۹ درجه و ۱۷ دقیقه عرض شمالی) و ب. جابه‌جایی قائم و تراز گسل سروستان (دید روبه شمال). شکل کوچک راستای گسل را در شمال شکل بزرگ نمایش می‌دهد (۵۷ درجه و ۳۸ دقیقه طول خاوری و ۲۹ درجه و ۳۳ دقیقه عرض شمالی).



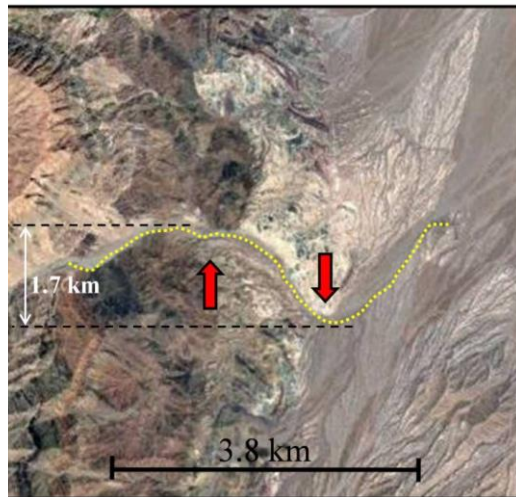
ب

گسل لکرکوه

گسل لکرکوه با درازایی نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر دارای راستایی شمالی - جنوبی است و در دوسر خود، شاخه‌هایی با ساختار دم اسبی دارد. شمال گسل به‌سوی باختر و جنوب آن در چند بخش به‌سوی خاور خمش دارد. پایانه جنوبی این گسل (گسل گذار) به‌عنوان گسل میزبان سه زمین‌لرزه با بزرگای میانه (۶/۱-۶/۱۰ MN) در سال ۱۳۹۷ شناخته شده است (Savidge et al., 2019; Nemati et al., 2020). میزبانی این سه زمین‌لرزه که نزدیک به سه سال از رویداد آن‌ها می‌گذرد، هیچ تردیدی در جنبا بودن این گسل برجای نمی‌گذارد. این زمین‌لرزه‌ها که در بخش بعدی به آن‌ها خواهیم پرداخت، روی شاخه جنوبی رشد کرده از این گسل روی داده‌اند. شکل ۳-۴ نمای کلی گسل لکرکوه و موقعیت شکل‌های این گسل را روی Google Earth به نمایش گذارده است. لازم به بیان است که گستره گسل لکرکوه به‌سختی قابل دسترسی است. جاده‌های دسترسی اتومبیل‌رو و حتی خاکی در این

یک پیچ‌وخم^۱ رودخانه‌ای در نزدیکی گسل گلباف و زمین‌ریخت‌شناسی هزاردره (بیضی درون شکل) در جنوب باختری گسل گلباف را نمایش می‌دهند.

این گونه زمین‌ریخت‌شناسی، به دلیل زمین‌ساخت جنبه، در پی بارندگی، فرسایش زیاد و جنس نهشته‌ها روی می‌دهد. از این دست پیچ‌وخم‌های ژرف در جنوب گسل گلباف بسیار دیده می‌شود. وجود این پیچ‌وخم‌های ژرف رودخانه‌ای با خمیدگی‌ها و ژرفای زیاد نشان از بالآمدگی سریع و جنبه بودن زمین‌ساخت گستره گسل گلباف دارد. میانگین ژرفای این پیچ‌وخم در این گستره نزدیک به ۴ متر است. این شکل که در آن کف آبراهه به آسانی دیده نمی‌شود، این گفته را تایید می‌نماید.



شکل ۳. آ ۱/۷ کیلومتر جابه‌جایی یک آبراهه فصلی در پی حرکت راست بر گسل لکرکوه و ب) جابه‌جایی آبراهه‌های فصلی در پی حرکت راست بر گسل لکرکوه روی شکل MrSid.

شیب گسل لکرکوه، که یک گسل راستالغز راست‌بر با راستای شمالی-جنوبی است، تند می‌باشد. راستا و رخمون تقریباً راست گسل (مانند گسل نای‌بند) روی سطح زمین، این گفته را تایید می‌نماید. هر دو پایانه این گسل سازوکار معکوس دارند. شکل ۴ آ راستای بسیار صاف گسل نای‌بند (پیکان‌های قرمز)، راستای صاف بخش میانی گسل لکرکوه (پیکان‌های سیاه) و راستای گسل زمین‌لرزه‌ای طیس را نمایش می‌دهد. شکل ۴ ب نیز جابه‌جایی معکوس گسل لکرکوه را در پایانه شمالی آن با دید روبه جنوب نشان می‌دهد.

گسل گلباف

گسل گلباف که تقریباً جزء جنباترین گسل‌های ایران است، بیش‌تر با جابه‌جایی راستالغز راست‌بر شناخته می‌شود تا با جابه‌جایی معکوس. این گسل میزبان زمین‌لرزه ۱۳۶۰ سیرچ (Mw ۷/۱) و زمین‌لرزه ۱۳۷۳ (Mw ۶/۴) فندوقا نیز بوده است. شکل ۵ آ و ب، به شماره



ب)

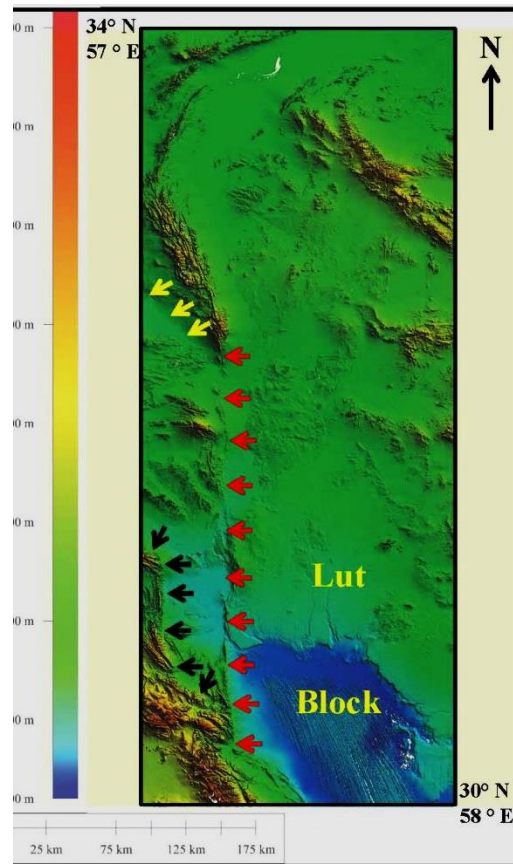
^۱Meandering



(آ)



(ب)



شکل ۴. آ) راستای بسیار صاف گسل‌های نای‌بند (پیکان‌های قرمز) و لکرکوه (دست‌کم در بخش میانی، پیکان‌های سیاه) و راستای گسل زمین‌لرزه‌ای طبس، و ب) جابه‌جایی معکوس گسل لکرکوه در پایانه شمالی آن (دید روبه جنوب).

شکل ۵. آ) یک پیچ‌وخم (خم سیاه) رودخانه‌ای در نزدیکی یکی از شاخه‌های گسل گلباف (پیکان‌های سیاه) در مختصات ۵۷ درجه و ۳۷ دقیقه طول خاوری و ۲۹ درجه و ۳۲ دقیقه عرض شمالی (دید روبه شمال خاوری) و ب) شکلی نمایان‌گر زمین‌ریخت‌شناسی هزاردره (بیضی) در جنوب باختری گسل گلباف (دید روبه شمال) در مختصات ۵۷ درجه و ۴۴ دقیقه طول خاوری و ۲۹ درجه و ۴۵ دقیقه عرض شمالی.

دید این شکل روبه خاور است. شکل ۶ ب بخش شمالی شکل (آ) را از نمایی نزدیک‌تر نمایش می‌دهد. چهارگوش نشان داده شده در این شکل، محل شکل ۷ می‌باشد. سرانجام، شکل (پ) بخش جنوبی شکل (آ) را از نمایی نزدیک نشان می‌دهد. بخش کوهستانی یا بخش فرازیافته خاوری پیرامون گسل گلباف در پی جابه‌جایی

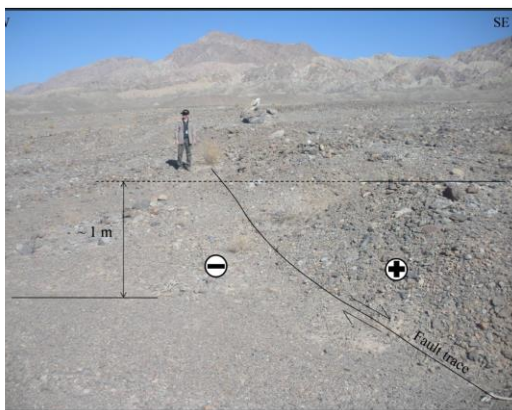
یکی از جوان‌ترین جابه‌جایی‌های گسل گلباف، روی شاخه خاوری آن، حتی از نمایی دور نیز دیده می‌شود. شکل‌های ۶ آ نمایی از یکی از شاخه‌های گسل گلباف (شاخه خاوری) را که نمایان‌گر جوان‌ترین جابه‌جایی گسل است، نشان می‌دهد. پیکان‌های عمودی سیاه روند گسل را نشان می‌دهند.



گسل. پیکان‌های سیاه روند گسل را نشان می‌دهند (دید شکل روبه خاور). ب. بخش شمالی شکل (آ) از نمایی نزدیک تر (چهار گوش محل شکل ۷ ب را نمایش می‌دهد). پ. بخش جنوبی شکل (آ) از نمایی نزدیک تر (۵۷ درجه و ۵۹ دقیقه طول خاوری و ۲۹ درجه و ۴۰ دقیقه عرض شمالی).

پهنه‌های بریده (Clip) توسط گسل بریده شده و پهنه‌های باز (Window) توسط آب‌راه‌ها به وجود آمده‌اند. این پدیده زمین‌ساختی که به سطوح مثلثی نیز معروف هستند، یکی از نشانه‌های جنبایی گسل‌های جوان می‌باشد. در این نگاره، پیکان‌های قرمز روند گسل را در پشت جاده گلباف نشان می‌دهند.

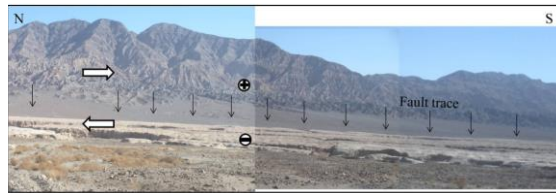
شکل ۷ ب نمایی از جابه‌جایی قائم و جوان از شاخه خاوری گسل گلباف است (دید روبه شمال خاور) است. نزدیک به یک متر جابه‌جایی قائم در کار میدانی اندازه‌گیری شده، که در شکل آورده شده است. محل این شکل، با یک چهارگوش سیاه در شکل ۶ ب نشان داده شده است.



(ب)

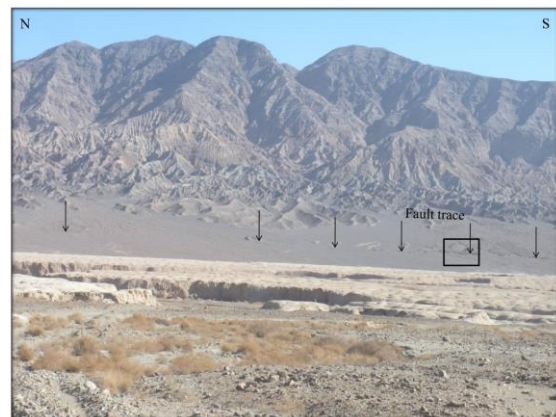
قائم گسل شه‌داد که در خاور گسل گلباف جای دارد، و هم‌چنین گسل گلباف شکل گرفته است.

(آ)



شکل برهم‌نهاد ۷ آ نمایی از یکی از شاخه‌های گسل گلباف را با دید روبه باختر نمایش می‌دهد. خط‌های تراز سیاه نمایان‌گر سطوح فرسایشی بوده و پیکان‌های سیاه پدیده سطوح بریده شده مثلثی و باز را نشان می‌دهند.

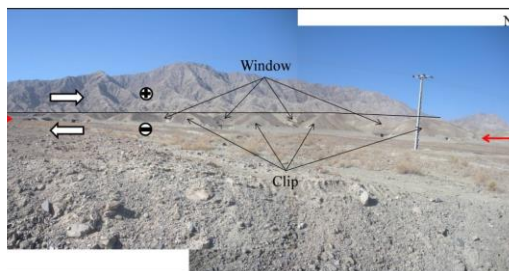
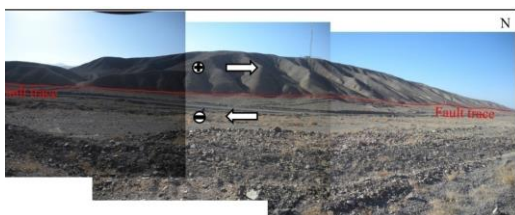
(ب)



(پ)

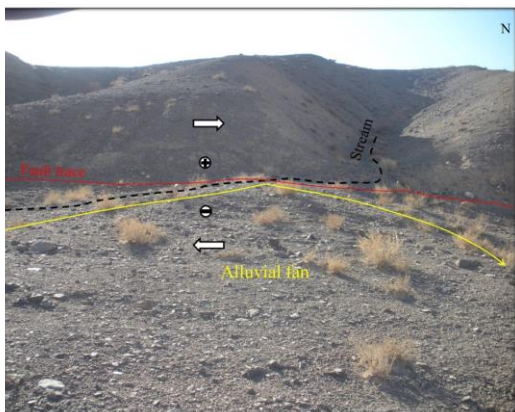


شکل ۶. آ) شکلهایی از شاخه‌های گسل گلباف (شاخه خاوری) نمایان‌گر جوان‌ترین جابه‌جایی



شکل ۷.۲) یکی از شاخه‌های گسل گلباف (شاخه باختری) نمایان‌گر سطوح فرسایشی و پدیده Window and Clip (دید روبه باختر). پیکان‌های قرمز روند گسل را در پشت جاده نشان می‌دهند (۵۷ درجه و ۴۴ دقیقه طول خاوری و ۲۹ درجه و ۵۵ دقیقه عرض شمالی) و (ب) جابه‌جایی قائم جوان از شاخه خاوری گسل گلباف (دید روبه شمال خاور).

(ب)



شکل ۸. رخ‌نمون گسل گلباف و جابه‌جایی قائم جوان آن در شاخه باختری (دید روبه باختر) و (ب) جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر جوان گسل گلباف در بخش شمالی آن در شمال روستای فندوقا (دید روبه باختر).

گسل کوهبنان

گسل کوهبنان گسل جنبایی است که دست‌کم از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی از تکه‌های زیادی درست شده است (شبان و هم‌کاران، ۱۳۹۱). این گسل، هم‌خود مسبب زمین‌لرزه‌هایی با بزرگایی نزدیک به ۵/۰ است و هم‌گسل مادر زمین‌لرزه‌هایی بزرگ‌تر مانند زمین‌لرزه ۱۳۵۶ گیسک (۵/۸ Mw)، زمین‌لرزه ۱۳۶۳ هوری‌جان (۵/۳ Mw) و زمین‌لرزه سال ۱۳۸۴ زرنده (Talebian et al., 2006; Nemati and Gheitanchi, 2011 Mw) در جنوب گسل می‌باشد. در این‌جا، منظور از گسل مادر، گسل مسبب نیست، بلکه گسلی است که جابه‌جایی

شکل برهم‌نهاد ۸ آ، نمایی از رخ‌نمون گسل گلباف و جابه‌جایی قائم جوان آن را در شاخه باختری با دید روبه باختر نشان می‌دهد. این جابه‌جایی که اندازه آن به بیش از ۵۰ متر می‌رسد، جابه‌جایی انباشتی گسل در آن نقطه می‌باشد. رخ‌نمون شاخه باختری گسل گلباف با خم قرمز نشان داده شده است. شکل ۸ ب جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر جوان گسل گلباف در بخش شمالی آن را با دید روبه باختر نمایش می‌دهد. این عکس از گسل در ۵۰۰ متری شمال روستای فندوقا (کنار جاده آسفالت) گرفته شده است. مسیر کنونی آب‌راه در این شکل، با خم بریده سیاه نمایش داده شده است. در این بخش، دره گسل به پایان رسیده و مسیر گسل به سوی شمال، به درون کوه‌ها می‌رود. از این به بعد گسل نامنظم پیش‌رفته و تکه‌تکه شده تا به آب‌گرم روستای سیرچ برسد. خم‌های زردرنگ در این شکل، مرزهای یک بادزن آب‌رفتی کوچک را که توسط این آب‌راه به وجود آمده است، نشان می‌دهد.

(آ)

دم‌آسیبی جداشده از گسل اصلی می‌باشد. سازوکار چیره این تکه، به دلیل هندسه قرارگیری نسبت به گسل (شمال‌باختری - جنوب‌خاوری)، معکوس می‌باشد. در شکل ۱۱ پ، جابه‌جایی معکوس پی‌سنگ روی نهشته‌های کواترنری توسط گسل کوه‌بنان در مختصات $30^{\circ}, 41', 30^{\circ}, 41', 01.2'' E$ با دید روبه شمال، نشان داده شده است. تفاوت رنگ آبرفت‌ها و نهشته‌های دوران چهارم با بخش سنگی (سنگ آهک، شیل و ماسه‌سنگ)، در دوسوی گسل به تشخیص آن کمک می‌کند.



آ



ب

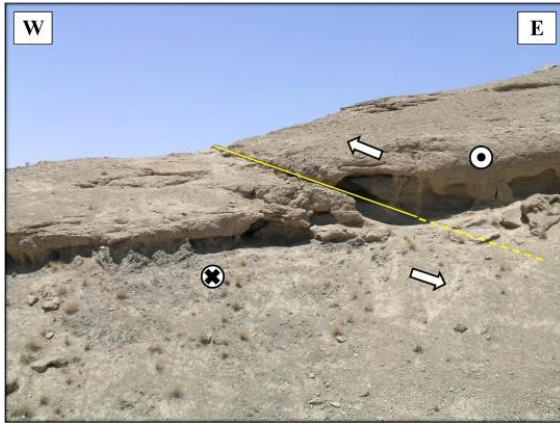
شکل ۹. آ کنار یک دیگر قرار گرفتن دو دسته تشکیلات با لایه‌بندی متفاوت توسط یکی از شاخه‌های گسل کوه‌بنان در آب‌راهه روستای تیکدر (دید روبه شمال) ($30^{\circ}, 38' N, 56^{\circ}, 52' E$)، پیکان‌های قرمز راستای گسل را نمایش می‌دهند. و ب) جابه‌جایی راستالغز راست‌بر جوان روی گسل کوه‌بنان در بخش جنوبی آن در مختصات $30^{\circ}, 41', 01.2'' E$ و $30^{\circ}, 41', 01.2'' E$.

آ

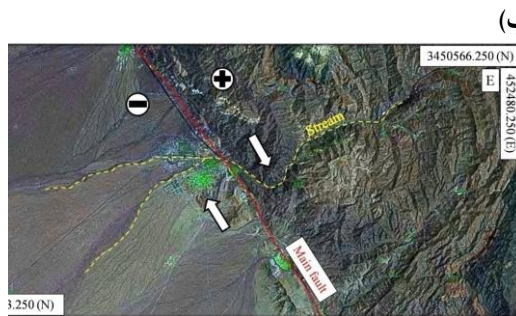
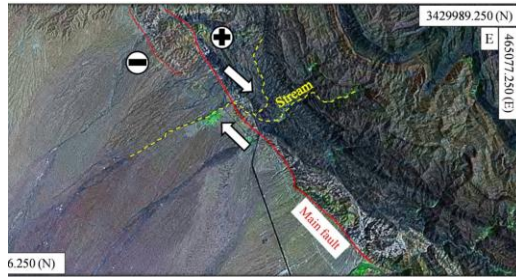
آن باعث رخداد یک زمین‌لرزه روی یک گسل دیگر موجود در هم‌سایگی آن گسل شده یا یک گسل تازه در نزدیکی خود پدید آورده است. این زمین‌لرزه‌ها در پی جابه‌جایی راست‌بر گسل، به‌شماره، در بخش خاوری و باختری در کوهستان و دشت، باعث راندگی بخش شمالی روی بلوک جنوبی و بخش جنوبی روی بلوک شمالی شده است (Talebian et al., 2006; Nemati and Gheitanchi, 2011).

شکل‌های ۹ تا ۱۱ جابه‌جایی راستالغز راست‌بر جوان را روی گسل کوه‌بنان در بخش جنوبی و میانی آن نمایش می‌دهند. در این شکل‌ها (به‌جز شکل ۹ آ و ۱۱ ب)، رخ‌نمون گسل با رنگ قرمز و آب‌راهه‌ها با خم زرد بریده نمایش داده شده است. جابه‌جایی قائم این گسل در کواترنری و پیش از آن، باعث شده است که به تدریج، بخش شمال‌خاوری روی بلوک جنوب باختری رانده شود و یک کوهستان بزرگ شکل گیرد. خم بریده قرمز مسیر احتمالی بخش‌هایی از گسل می‌باشد. نیاز به یادآوری است که شیب عمومی این گسل روبه شمال خاوری می‌باشد. نشان‌گرهای بعلاوه و منهایی که درون بیضی (شکل ۹ آ) و دایره (دیگر نگاره‌ها) جای دارند، به‌شماره، نشان دهنده مایل بودن و عمودی بودن دید شکل می‌باشند. شکل‌های ۱۰ آ و ب روی عکس‌های MrSid رسم شده‌اند.

شکل ۹ آ نیز جابه‌جایی معکوس یکی از شاخه‌های فرعی گسل کوه‌بنان را در آب‌راهه خاوری - باختری روستای تیکدر با دید روبه شمال نشان می‌دهد. خم‌های بریده زرد رنگ در این نگاره، لایه‌بندی تشکیلات را در دوسوی گسل نشان می‌دهد. بردارهای قرمز نیز راستا و شیب عمومی این گسل را نمایش می‌دهد. اختلاف لایه‌بندی گفته‌شده در دو بخش، به گمان نشان از عمل کرد شاخه فرعی گسل دارد. شکل ۱۱ ب راستای گسل کوه‌بنان را در جنوبی‌ترین پایانه آن با دید روبه شمال خاور نمایش می‌دهد. این تکه از گسل، در واقع یک شاخه



شکل ۱۱. آ. جابه‌جایی معکوس گسل کوه‌بنان در ۵۰۰ متری جنوب‌خاوری روستای ده‌زیار (دید روبه شمال‌خاور)، ب. راستای گسل کوه‌بنان در جنوبی‌ترین پایانه آن (دید روبه شمال‌خاور) در مختصات $30^{\circ}, 28'$ از جابه‌جایی معکوس روی یکی از شاخه‌های گسل کوه‌بنان در مختصات $30^{\circ}, 41', 04.3''$ از جابه‌جایی معکوس روی یکی از شاخه‌های گسل کوه‌بنان در مختصات $N, 56^{\circ}, 48', 48.0'' E$ (دید روبه شمال).

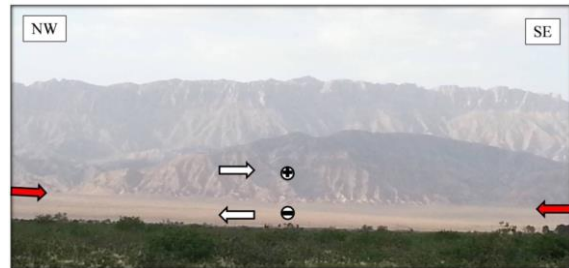


شکل ۱۰. آ. جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر جوان روی گسل کوه‌بنان در بخش میانی آن و ب. جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر جوان در بخش جنوبی آن.

شکل ۱۲ آ. جابه‌جایی راست‌بر رودخانه در راستای گسل جیرفت را نمایش می‌دهد. Δ_1 جابه‌جایی افقی را به اندازه ۱۱۰ متر نشان می‌دهد. شکل ۱۲ ب. جابه‌جایی راست‌بر دو رودخانه‌ها را در راستای گسل سبزواران که جابه‌جایی نهشته‌های کوتاه‌تر را در پی دارد، نمایش می‌دهد. دو جابه‌جایی افقی Δ_2 و Δ_3 به شماره نزدیک به ۱۵۰ و ۱۲۰ متر هستند.



شکل ۱۳ آ. راستای نیمرخ‌های توپوگرافی زده شده روی سه گسل گلباف، لکرکوه و کوه‌بنان را روی نقشه رقومی شده SRTM نشان می‌دهد. این شکل از روی شکل‌های ماهواره‌ای فراهم شده و دارای توپوگرافی و پلان دارای مختصات است. نیمرخ‌های $A-A'$ ، $B-B'$ و $C-C'$ روی گسل گلباف؛ نیمرخ‌های $D-D'$ و $E-E'$ و $F-F'$ روی گسل لکرکوه و نیمرخ‌های $G-G'$ ، $H-H'$ و $I-I'$ روی گسل کوه‌بنان زده شده است.



جابه‌جایی انباشتی قائم بررسی شده و جابه‌جایی افقی که پیش‌تر بررسی شده است، دیده نمی‌شود. در نیمرخ‌ها بیشینه جابه‌جایی انباشتی بررسی و اندازه‌گیری شده است. مثلاً گسل گلباف، به دلیل چندشاخه بودن، در هر دو سوی خود جابه‌جایی انباشتی قائم پدید آورده است.

شکل‌های ۱۳ ب، پ و ت به شماره، نیمرخ‌هایی از نقاط مختلف گسل‌های گلباف، لکرکوه و کوه‌بنان را نمایش می‌دهند. فرازیافته‌گی انباشتی در جنوب، میانه و شمال گسل‌ها اندازه‌گیری شده‌اند. این فرازیافته‌گی در جنوب، میانه و شمال گسل گلباف، به شماره نزدیک به ۱۴۲۵، ۱۴۵۰ و ۲۰۴۵ متر اندازه‌گیری شده است. فرازیافته‌گی در جنوب، میانه و شمال گسل لکرکوه، به شماره نزدیک به ۱۱۵۵، ۱۵۲۰ و ۱۲۱۵ متر اندازه‌گیری شده است. سرانجام فرازیافته‌گی در جنوب، میانه و شمال گسل کوه‌بنان، به شماره نزدیک به ۱۸۱۵، ۱۱۰۰ و ۱۶۷۰ متر اندازه‌گیری شده است. اگرچه، روندی در فرازیافته‌گی در راستای دوگسل لکرکوه و کوه‌بنان دیده نمی‌شود، فرازیافته‌گی انباشتی از جنوب به شمال گسل گلباف افزایش یافته است. در میانه دوگسل لکرکوه و کوه‌بنان فرازیافته‌گی انباشتی بیش‌تر از دو پایانه آن‌ها است.

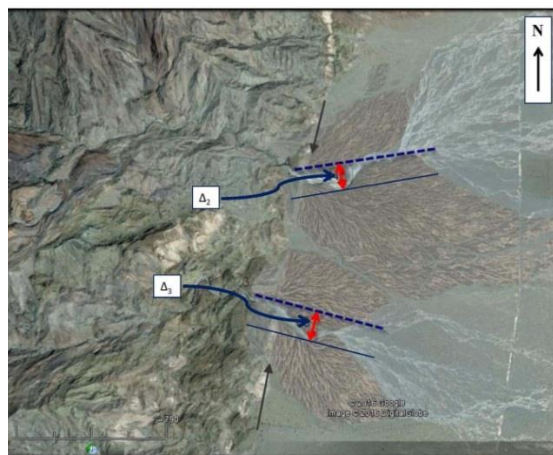
بحث

اشکال زمین‌ریختی گوناگونی در استان کرمان وجود دارند، که به زمین‌ساخت جنب‌ا و فرسایش در این گستره وابسته هستند. بیش‌تر این زمین‌ریخت‌ها به زمین‌ساخت جنب‌ا وابسته‌اند که توسط گسل‌های جنب‌ا به وجود می‌آیند. زمین‌ریخت‌های پیامد زمین‌ساخت جنب‌ا و فرسایش، به شماره بیش‌تر در کناره‌ها و در میانه بلوک‌های بی‌لرزه مانند بلوک طبس و ایران مرکزی در خاور ایران و هم‌چنین، استان کرمان (بلوک‌های لوت و جازموریان) روی می‌دهند. با توجه به نرخ بالای لرزه‌خیزی در خاور ایران و هم‌چنین در استان (به‌جز

(آ)

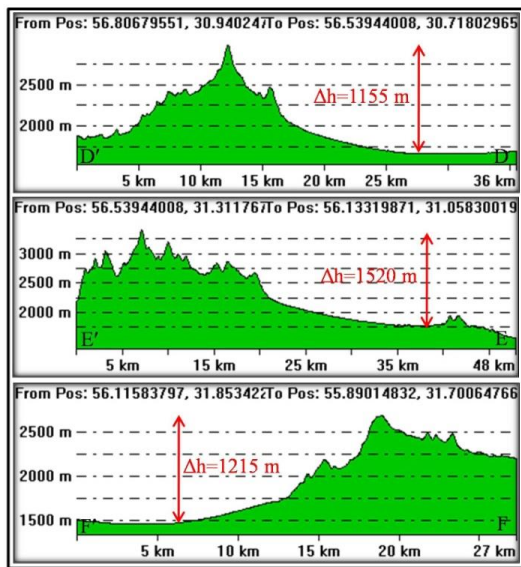


(ب)

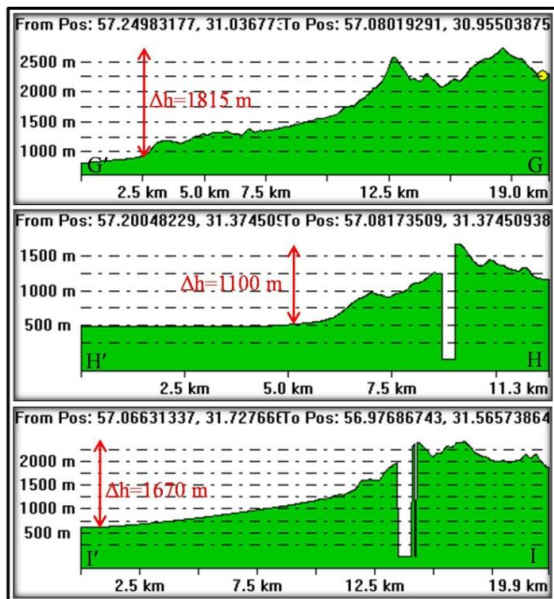


شکل ۱۲. آ) تغییر مسیر یک آبراهه در راستای گسل جیرفت در جنوب‌خاوری کهنوج (Δ_1) و ب) تغییر مسیر آبراهه‌ها در راستای گسل سبزواران در جنوب‌باختری کهنوج (Δ_2, Δ_3). در نگاره‌های آ و ب، نقطه‌چین آبی مسیر رودخانه در صورت نبود گسل بوده است، در شکل‌ها، پیکان‌های مشکی روند گسل و پیکان‌های قرمز اندازه جابه‌جایی رودخانه و لایه را نشان می‌دهند.

روی هر گسل سه نیمرخ در میانه و دو پایانه گسل برای بررسی تغییرات جابه‌جایی انباشتی و یافتن روند جابه‌جایی، در صورت وجود، در درازای گسل رسم شده است. برای مشخص شدن جابه‌جایی به‌گونه کامل، نیمرخ‌ها در هر گستره عمود بر راستای گسل‌ها در آن گستره طراحی شده است. در شکل‌های بعدی تنها



(ت)

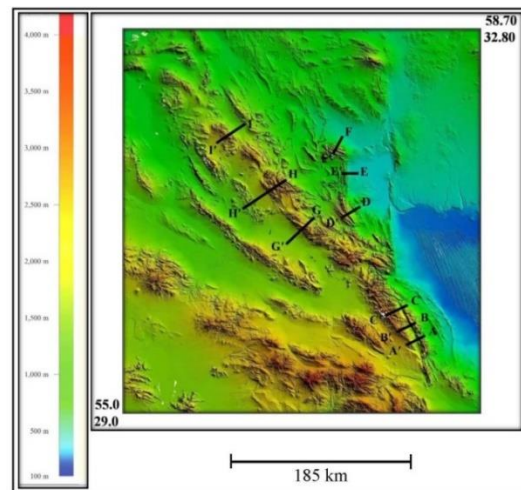


شکل ۱۳. آ) راستای نیمرخ‌های ارتفاعی ترسیم شده روی سه گسل گلباف، لکرکوه و کوه‌بنان روی نقشه رقومی (SRTM، ب) نیمرخ‌های ارتفاعی ترسیم شده روی گسل گلباف، پ) گسل لکرکوه و ت) گسل کوه‌بنان، هر سه به کمک نقشه رقومی SRTM. به دلیل دیده شدن اختلاف ارتفاع نسبت به طول در نیمرخ‌ها، محور ارتفاع به گونه اغراق شده ترسیم شده است.

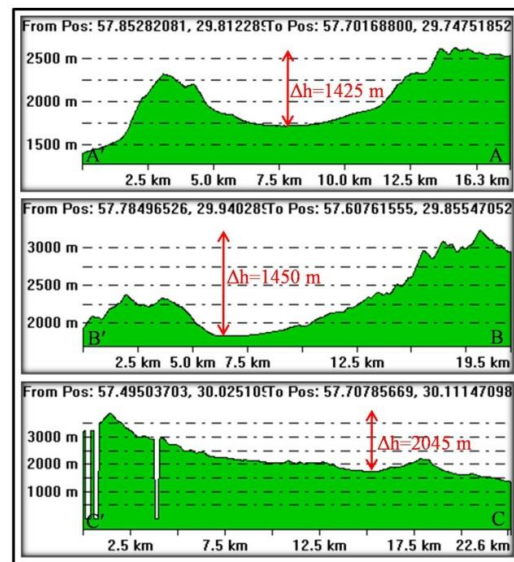
گواهی‌های زمین‌ریختی نشان می‌دهند که یک کمربند چین و گسلش فشاری مایل در استان کرمان وجود دارد. خاور ایران با زاگرس نیز پیوند زمین‌ساختی دارد.

گسل‌های نای‌بند و سروستان، جنبایی بیش‌تر گسل‌ها لرزه‌زا نیز هست. بررسی زمین‌ریخت‌ها در این پژوهش، به دلیل شرایط آب‌وهوایی گرم و خشک، به کمک جابه‌جایی آبراهه‌های فصلی و بادزن‌های آبرفتی انجام شده است.

(آ)



(ب)



(پ)



استان کرمان هستند. در خاور ایران نیز می‌توان از زمین‌لرزه‌های ۱۳۷۳ سفیدآبه سیستان (M ۵/۵-۶/۰) نام برد که روی پایانه گسل زاهدان روی داده‌اند.

نتیجه‌گیری

گسل‌های استان از ۳ متر جابه‌جایی هم‌لرز راست‌الغز (زمین‌لرزه ۱۳۷۳ فندوقا روی گسل گلباف) تا یک متر جابه‌جایی هم‌لرز شیب‌لغز (زمین‌لرزه ۱۳۸۴ زرنند در هم‌سایگی گسل کوه‌بنان) را در کارنامه خود دارند. هم‌چنین، جابه‌جایی انباشتی قائم گسل‌های گلباف و کوه‌بنان بیش از ۱۸۰۰ متر اندازه‌گیری شده است. گسل لکرکوه نیز به شماره، دارای جابه‌جایی انباشتی افقی و قائم نزدیک به ۱۷۰۰ متر و ۱۵۰۰ متر است. روی گسل‌های جیرفت و سبزه‌واران نیز به شماره، جابه‌جایی انباشتی افقی ۱۱۰ و ۱۵۰ متر دیده شد. جابه‌جایی معکوس روی گسل جیرفت چند سانتی‌متر، گسل شهداد نزدیک به یک متر و گسل سروستان تا چندمتر نیز مشاهده شد. از میان گسل‌های معکوس استان کرمان، گسل‌های نای‌بند، سروستان، کوه‌بنان و شهداد، دست‌کم در بخش عمده‌ای از درازای خود، مرز بارزی میان کوه و دشت تشکیل داده‌اند. گسل‌های نای‌بند و لکرکوه در هردو پایانه خود خمش دارند که برخی از این پایانه‌ها میزبان زمین‌لرزه بوده‌اند. در بررسی‌های این پژوهش در زمینه جابه‌جایی‌های گسلی، می‌توان گفت، اگرچه فرازیافته‌گی انباشتی از جنوب به شمال گسل گلباف افزایش یافته است، روند خاصی در جابه‌جایی‌های گسلی از شمال به جنوب یا بالعکس در دیگر گسل‌ها دیده نشد.

سپاس‌گزاری

از آقای دکتر احمد رشیدی از پژوهش‌گاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به خاطر کمک‌های ایشان سپاس‌گزاری می‌شود.

گسل‌های جنب‌پایه دهند گسل راست‌الغز راست‌گرد سبزه‌واران و گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد زاگرس بوده و این گسل، به گمان بخشی از هم‌گرایی مایل میان زاگرس و مکران را برعهده دارد (Walker, 2006).

رخ‌نمون گسل‌های به سطح رسیده در استان کرمان نشان از جنبایی آن‌ها دارد، به گونه‌ای که در گستره ماهان و راین گسلش جنبای کواترنری پسین دیده می‌شود (Walker, 2006). با اینکه GPS دگرشکلی پایینی را برای گستره جنوب استان نشان می‌دهد، گستره به گمان پتانسیل لرزه‌ای زیادی را از خود نشان می‌دهد (Walker, 2006). شاید دلیل این تناقض، وابسته بودن برداشت‌های GPS به لایه نازکی از سطح زمین باشد، چون ایستگاه‌های GPS در روی سطح نصب شده و نمی‌توانند بیان‌گر تغییرات ژرفا باشند. بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی در این پژوهش نشان داد که جنبش کواترنر پسین، به‌جز گستره راین و ماهان در دیگر گسل‌های استان نیز دیده می‌شود.

زمین‌لرزه‌های تاریخی و پیش‌دستگاهی (همگی با بزرگای بیش‌تر از ۵/۵) زیادی در استان روی داده است: زمین‌لرزه‌های ۱۸۷۵، ۱۸۹۷ و ۱۸۵۴، ۱۸۶۴، به شماره در شمال و جنوب گسل کوه‌بنان؛ دو زمین‌لرزه در سال ۱۹۱۱ روی گسل لکرکوه و شهداد؛ زمین‌لرزه ۱۹۲۳ لاله‌زار؛ ۱۸۷۷ و زمین‌لرزه ۱۹۰۹ گسل گلباف و زمین‌لرزه ۱۸۴۹ روی گسل جیرفت روی داده‌اند که نشان از جنبش لرزه‌زای گسل‌ها در گذشته داشته‌اند.

در خاور ایران، پایانه‌های گسلی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و میزبان زمین‌لرزه‌های زیادی بوده‌اند. گسل زمین‌لرزه‌ای ۱۳۵۷ طبس (Berberian, 1979) در پایانه شمالی گسل نایبند و گسل زمین‌لرزه‌ای گدار (زمین‌لرزه‌های ۱۳۹۷ هجری) در پایانه جنوبی گسل لکرکوه از این پایانه‌های جنب‌پایه و مهم گسلی در و



England, P. and Molnar, P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173-1177, January 1990, *Geology* 18(12):1173-1177.

Fielding, E.J., Wright, T.J., Muller, J., Parsons, B.E. and Walker, R., 2004. Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran. *Geology* 32 (7), 577–580.

Nemati M. and Gheitanchi, M., 2011. Analysis of 2005 Dahuieh (Zarand) aftershocks sequence in Kerman province, *Journal of Earth and Space Physics*. Institute of Geophysics of University of Tehran, 37(1), 1-9.

Nemati, M., Jafari Hajati, F., Rashidi, A. and Hassan-zadeh, R., 2020. Seismology of the 2017 Hojedk earthquakes (M_N 6.0- 6.1), Kerman province, SE Iran. *Tectonophysics*, 780, 228398.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M.R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. and Fegghi, Kh., 2005. Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophys. J. Int.* 162, 177–203.

Savidge, E., Nissen, E., Nemati, M., Karas'ozen, E., Hollingsworth, J., Talebian M., Bergman, E., Ghods, A., Ghorashi, M., Kosari, E., Rashidi A. and Rashidi, A., 2019. The December 2017 Hojedk (Iran) earthquake triplet — sequential rupture of shallow reverse faults in a strike-slip restraining bend. *Geophys. J. Int.*, 217(2), 909-925.

Talebian M., Biggs J., Bolourchi M., Copley A., Ghassemi A., Ghorashi M., Hollingsworth J., Jackson J., Nissen E., Oveisi B., Parsons B., Priestley K., and Saiidi A. 2006. The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February, 22 in central Iran. *Geophys. J. Int.*, 164: 137-148.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* 157, 381–398. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>

Walker, R. and Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran; a major intracontinental strike-slip system. *J. Struct. Geol.* 24, 1677–1698.

Walker, R.T., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *Journal of Structural Geology* 28, 654–668.

منابع فارسی

نعمتی، م.، ۱۳۹۷. مبانی لرزه‌زمین‌ساخت با نگاهی ویژه به لرزه‌زمین‌ساخت ایران‌زمین. انتشارات دانشگاه شهیدباهنر کرمان، ۲۹۷ ص.

شبان، م.، قائمی، ف.، عباس نژاد، ا. و رادفر، ش.، ۱۳۹۱، بررسی تکتونیک فعال گسل کوه‌بنان در منطقه بهاباد با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

صفاری، ا.، ملکی، ا.، شیرازی‌تبار، ف.، احمدآبادی، ع. و رحمتی‌پور، ف.، ۱۳۹۸. تحلیل شواهد ژئومورفیک و قابلیت آن در شناسایی گسل‌های پنهان. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۸-۲، ۱۲۱-۱۰۳.

References:

Berberian, M., 1979. Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 69 (6), 1861–1887.

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Khatib, M.M., Priestley, K., Talebian, M. and Ghafuri-Ashtiani, M., 1999. The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'emat) earthquake (M7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 136, 671–694.

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. and Priestley, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. *Geophys. J. Int.* 142 (2), 283–299.

Berberian, M., Jackson, J.A., Fielding, E., Parsons, B.E., Priestly, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T.J. and Baker, E., 2001. The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw6.6) in Kerman, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts, and the active tectonics of the Gowk fault zone. *Geophys. J. Int.* 146 (2), 371–398.

English, P.W., 1968. The Origin and Spread of Qanats in the Old World. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 112(3), 170-181.



Walker, R., 2003. Active Faulting and Tectonics of Iran. Ph.D. Theses, University of Cambridge, UK, 203 pp.

Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*. 23(5), 1-24, <http://dx.doi.org/10.1029/2003TC001529>, TC5010.

Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., 2004. Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophys. J. Int.* 157, 265–285.

Walker, R.T. and Khatib, M. M. 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran. August 2006, *Tectonics*, 25(4), 1-17.



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۴۰۰، سال چهارم، شماره ۱۷

doi: 10.22077/JT.2022.4338.1113

ارزیابی و شناسایی میراث زمین ساخت در منطقه صحنه - هرسین کرمانشاه در غرب ایران

بهرام نکویی صدی ۱ و *؛ زهرا تواضع ۲

۱ - استاد مدعو گروه اکوتوریسم، دانشکده علوم گردشگری؛ دانشگاه علم و فرهنگ؛ تهران؛ تلفن همراه ۰۹۱۲۸۳۶۵۰۱۲؛ پست الکترونیکی Bahram.Sadry@usc.ac.ir

۲- دانشجوی دکتری تکنونیک؛ دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند خراسان جنوبی؛ تلفن همراه ۰۹۱۷۳۰۸۳۰۸۴؛ پست الکترونیکی Zahra.tavazo@birjand.ac.ir

نویسنده اول و مسئول: دکتر بهرام نکویی صدی ۱*، استاد مدعو دانشکده علوم گردشگری، دانشگاه علم و فرهنگ؛ تهران؛ تلفن همراه ۰۹۱۲۸۳۶۵۰۱۲؛ پست

الکترونیکی Bahram.Sadry@usc.ac.ir

نویسنده دوم: زهرا تواضع، دانشجوی دکتری تکنونیک؛ دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند خراسان جنوبی؛ تلفن همراه ۰۹۱۷۳۰۸۳۰۸۴؛ پست

الکترونیکی Zahra.tavazo@birjand.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۰۹

چکیده

استان کرمانشاه از منظر زمین شناسی در پهنه زاگرس مرتفع قرار گرفته است. واحدهای زمین شناسی این ناحیه، به دلیل بسته شدن نئوتیس و برخورد صفحات ایرانی - عربی با فرارانش سکانس پوسته اقیانوسی، تنوع ساختارهای تکنونیک (از قبیل چین ها، گسل ها، درزه ها، پهنه های برشی، ناپیوستگی ها و کلیپ) بسیار درخور توجه است؛ در این پژوهش ابتدا تنوع زمین شناختی (عمدتاً تکنونیک) ناحیه صحنه - هرسین، شامل چین های منحصر به فرد در رادیولاریت ها، گسل، ناپیوستگی و درزه و غیره، شناسایی و معرفی شده اند. سپس با استفاده از شاخص های ژنتیکی (ساختاری، استراتیگرافی)، تنوع زمین ساخت این منطقه و ارزش میراثی آنها، مورد بررسی قرار گرفت. متعاقباً، پس از تعیین میراث زمین ساخت منطقه، معرفی و طبقه بندی شده اند. اهمیت این مدل ارزیابی ایتالیایی ها، بر پایه ارزش های تحولات زمین شناسی، کرنواستراتیگرافی، محیط های قدیمی و آموزشی آن می باشد. بنابراین تعیین میراث زمین ساخت به عنوان میراث طبیعی در منطقه صحنه - هرسین استان کرمانشاه در ایران، نتیجه ای ابتکاری و نویدبخشی است که برای مطالعات بیشتر جهت تاسیس ژئوپارک در سطح ملی و یا جهانی معرفی شده است.

کلید واژه: میراث طبیعی، صحنه - هرسین، تنوع زمین شناختی تکنونیک، میراث زمین ساخت.

Introducing and assessing the tectonic geoheritage in the Sahne-Harsin region of Kermanshah on the West of Iran.

Bahram Nekouie-Sadry, Ph.D. ^{1*}; Zahra Tavazo ²

1 - An adjunct senior lecturer at the Faculty of Tourism Sciences, University of Science and Culture, Tehran, Iran

The corresponding author, Dr Bahram N. Sadry: Bahram.Sadry@usc.ac.ir

2- Ph.D. student of tectonic, College of Science, Geology department, University of Birjand, Iran

Abstract

Kermanshah province, geologically is located in high Zagros zone. The Neo-Tethys closure and Iranian – Arabian plate collision, which causes the obduction of oceanic crust sequence and various tectonic structures such as the folds, faults, joints, shear zones, unconformity and klippe have formed the remarkable geological units of the Kermanshah region. First of all, this study aims to introduce and designate the geodiversity of the Sahne-Harsin region (mostly tectonically) including the unique folding in radiolarites, faults, unconformities, joints, etc. Secondly, using the genetic characteristics (structural, stratigraphic), the diversity of tectonic modes of the region and their values was studied. Subsequently, after the designation of the tectonic heritages, they were classified and introduced. The importance of this Italian assessment model is based on geological evolution, chronostratigraphy, palaeo-environmental and educational values. The designation of tectonic geoheritage as natural heritage in the Sahne-Harsin region of Kermanshah province in Iran is an initiative and promising result for further studies towards the establishment of a geopark at the national level and a member of the GGN.

Key words: Natural Heritage, Sahne-Harsin, Tectonic Geodiversity, tectonic geoheritage.



مقدمه

واژه بیگانه ژئودایورسیتی^۱ هم ارز با واژه تنوع زمین شناختی است (نکوئی صدری، ۱۳۹۰). «تنوع زمین شناختی اصطلاحی است که در چندسال گذشته در مقابل تنوع زیستی (یا به عبارتی دقیقتر: تنوع زیست شناختی) در جهان باب شده است و ظهور این واژه با تالیف کتاب مرجعی به همین نام توسط (Gray, 2004) تثبیت شده است. تنوع زمین شناختی انواع گوناگونی دارد مثل تنوع زمین شناسی اقتصادی، تنوع زمین ساختی (تکتونیک)، تنوع زمین شناسی رسوبی، تنوع ژئومورفولوژیک (ژئومورفودایورسیتی) تنوع پترولوژیک و تنوع چینه شناختی و ... که ارزشهای گوناگون و کاربردهای گوناگون اقتصادی در فعالیتهای معدنی، عمرانی یا تفریحی دارند» (نکوئی صدری، ۱۳۹۰). یزدی و دبیری (۱۳۹۴) اذعان می دارند: «... از آنجایی که زمین شناسان در طول سالهای متمادی در پی شناخت بیشتر زمین و دسترسی به اطلاعات و ابهامات آن بوده اند... با این حال از مطالعه ژئودایورسیتی غافل بوده اند اما می توان گفت که بررسی جهان از منظر تنوع زمین شناختی می تواند ما را به درک بهتری از منابع طبیعی کره زمین رهنمون سازد». همچنین طبق نکوئی صدری (۱۳۹۰): «استفاده تفرجی از تنوع زمین شناختی کشور و ایجاد زیرساخت برای اشتغال جوانان با استفاده از سرمایه خدادادی ضروری به نظر می رسد... و وجود ژئودایورسیتی (یا تنوع زمین شناختی)، اساس و مبنای اولیه ای بر ثبت ژئوپارکها و سرمایه گذاری برای فعالیتهای ژئوتوریستی است». درخصوص ظهور علم ژئوتوریسم در ایران، برخی پژوهشگران (همچون: یمانی و همکاران (۱۳۹۱)؛ مقصودی و همکاران (۱۳۹۳)؛ سعیدی- شهری و زرنندیان (۱۳۹۴)) ابراز می دارند که نخستین بار بهرام نکوئی صدری در سال ۱۳۸۸ با تالیف کتابی با عنوان مبانی زمین

گردشگری با تاکید بر ایران، چارچوب اصلی علم ژئوتوریسم (زمین گردشگری) را مطرح کرد. در خصوص تعریف ژئوتوریسم، برخی پژوهشگران در سطح جهان (همانند (2019) Grobbelaar et al.؛ (Vural, 2019)) اذعان می دارند «تعریف ژئوتوریسم در جهان پیوسته در حال تکامل است، مثل تعاریف ارائه شده از هوز (Hose, 1995)، داوولینگ و نیوسام (Dowling & Newsome, 2006)، صدری (Sadry, 2009)، هوز (Hose, 2012) و گروبلار و همکاران (Grrobbelaar et al., 2019) و در مقاله ای چورآکوا و همکاران (Čtveráková et al, 2016) معتقدند: «تعریف اولیه ژئوتوریسم توسط هوز (Hose, 1995) و داوولینگ و نیوسام (Dowling & Newsome, 2006) به گردشگری متمرکز بر زمین شناسی و ژئومورفولوژی نسبت داده شد که این رویکرد بعداً توسط صدری (Sadry, 2009)، نیوسام و داوولینگ (Newsome & Dowling, 2010)؛ هوز (Hose, 2011) و فیالوآ (Fialová, 2012) گسترش یافت و به تعریف ژئوتوریسم جنبه های مهمی مثل آموزش، فرهنگ، تاریخ یا سنت اضافه شد». بنابراین ژئوتوریسم، طبق آنچه صدری (Sadry, 2009) تعریف کرده است (Wendt, 2020) عبارت است از: «گردشگری دانش محوری است که از تلفیق میان رشته ای صنعت گردشگری با حفظ و تفسیر جاذبه های طبیعت بی جان - همراه با مسایل فرهنگی مرتبط با آن ها - در قالب ژئوسایت به عموم مردم به وجود می آید». همچنین سلیمان و ابوشوک (Soliman & Abou-Shouk, 2017) اظهار می دارند در تعریف فوق الذکر، بخش بی جان محیط طبیعی (یعنی طبیعت بی جان یا تنوع زمین شناختی: شامل عوارض زمین شناختی، لندفرمها و فرایندهای ژئومورفولوژیک) با ژئوتوریسم سروکار دارد. در این راستا در اینجا پژوهشی کاربردی برای ارزیابی تنوع زمین شناختی منطقه صحنه- هرسین کرمانشاه از منظر «تنوع

شده است و در ادامه، تمامی ژئوسایت‌ها با کار میدانی دقیق، با استفاده از روش معیارهای ژنتیکی ایتالیایی ها، ارزیابی، طبقه بندی (جدول ۲) و بر روی نقشه (شکل ۳۳) معرفی شده‌اند.

مشخصات جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

گستره مورد مطالعه با مختصات $34^{\circ}15'$ تا $34^{\circ}45'$ عرض جغرافیایی شمالی و $47^{\circ}30'$ تا $47^{\circ}50'$ طول جغرافیایی شرقی، در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و در منطقه ای بین دو شهر صحنه و هرسین و بخش اعظم آن در پیرامون صحنه واقع است (مراجعه شود به شکل ۱). همچنین ارتفاعات بیستون از شاخص ترین ارتفاعات منطقه مورد مطالعه به حساب می آید. سه واحد چینه‌ای اصلی وجود دارد که در کراتاسه پایانی تحت تأثیر جنبش‌های تکتونیکی لارامین قرار گرفته و بر روی واحدهای زاگرس برجا رانده شده‌اند (Broud, 1977) و حرکت‌های تکتونیکی پس از لارامین نیز بر روی آن‌ها اثر گذارده است. این سه واحد عبارتند از: ۱- واحد رادیولاریت‌های باختران ۲- واحد آهک‌های بیستون ۳- واحد افیولیت‌های صحنه-هرسین که به این‌ها واحدهای سنوزوئیک نیز اضافه می‌گردد (حسینی دوست و همکاران، ۱۳۸۵). چین‌ها، گسل‌ها و پهنه‌های برشی تنوع زمین ساخت منطقه را تشکیل می‌دهند. منطقه مورد مطالعه در حد فاصل دو پهنه ساختاری زاگرس و سنجند-سیرجان واقع شده است (شکل ۲).

رادیولاریت‌ها

سنگهای رسوبی نواحی عمیق اقیانوسی، رادیولاریت‌ها، مجموعه‌ای از سنگ‌های همراه با توالی افیولیت، همراه با گل پلاژیک، دارای نوار قرمز تا سبز تیره دارای اکسیدهای Fe^3 ، و از پوسته رادیولر تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده شکل‌گیری در یک محیط عمیق است. در منطقه مورد مطالعه لایه‌های چرتی قرمز رنگ با ضخامت‌های چند سانتی متری احتمالاً زیرین ترین

زمین‌ساختی « یا همان (تنوع تکتونیکی)، برای شناسایی و پی بردن به سرمایه های مغفول در این ناحیه محروم برای سرمایه گذارهای احتمالی آتی جهت توسعه ژئوتوریسم و حفاظت از میراث زمین شناختی انجام گرفته است. لازم به ذکر است در مباحث حفاظت از میراث زمین شناختی، از آنچه که امروزه ژئوسایت‌ها نامیده می‌شود، مکانهایی به شمار می‌روند که برای دانشمندان علوم زمین ارزش علمی دارند. دانشمندان علوم زمین، چنین مکان‌هایی را که سندی علمی از تاریخچه زمین-شناسی است، میراث زمین شناختی می‌نامند که می‌تواند سایر ارزشها را نیز در برداشته باشد و به میراث بودن آن غنای چند برابر بخشد. تنوع زمین شناختی در جای جای هر کشور، نیاز به ارزیابی توسط متخصصان علوم زمین دارد تا میراث بودن آنها محرز شود. این مقاله قصد ورود به صنعت ژئوتوریسم به عنوان یکی از راهبردهای مدیریت میراث زمین شناسی را ندارد بلکه هدف، مشارکت در بررسی و تعیین بخشی هر چند بسیار اندک از میراث زمین ساختی کشور است. بنابراین در مورد ایران و به ویژه استان کرمانشاه، تنوع زمین شناختی گسترده‌ای وجود دارد. همچون وجود ساختارهای تکتونیکی و قرارگیری این منطقه در محل برخورد صفحات ایران و عربی که از جمله پتانسیل‌های میراث زمین شناختی این منطقه است و نیاز به بررسی دقیق و اثبات علمی آنها برای حفاظت های آتی دارند. تاکنون هیچ پژوهشی در این راستا و در این منطقه و حتی در سایر نقاط کشور بر روی شناسایی تنوع تکتونیکی انجام نشده است. از این رو در این مقاله پس از معرفی موقعیت جغرافیایی و تنوع عمدتاً زمین ساختی منطقه، با استفاده از روش ارزیابی معیارهای ژنتیکی ایتالیایی ها به ارائه گزارش ارزیابی بخشی از این تنوع عظیم زمین شناختی و تعیین میراث زمین شناختی (یا میراث تکتونیکی) درخور حفاظت در درجه نخست و شاید قابل بهره‌برداری ژئوتوریسمی این منطقه در مطالعات بعدی، پرداخته می‌شود. بنابراین در این پژوهش ابتدا خلاصه‌ای از نتایج تجزیه و تحلیل ساختاری واحدهای چینه‌شناسی شامل سکناس رسوبی-آتشفشانی، آهک‌های سنوزوئیک و مزوزوئیک ذکر



شکل ۳: الف، رادیولاریت همراه با میان لایه شیل دید عکس شمال غرب،
ب، رادیولاریت بدون میان لایه، دید عکس شمال غرب.

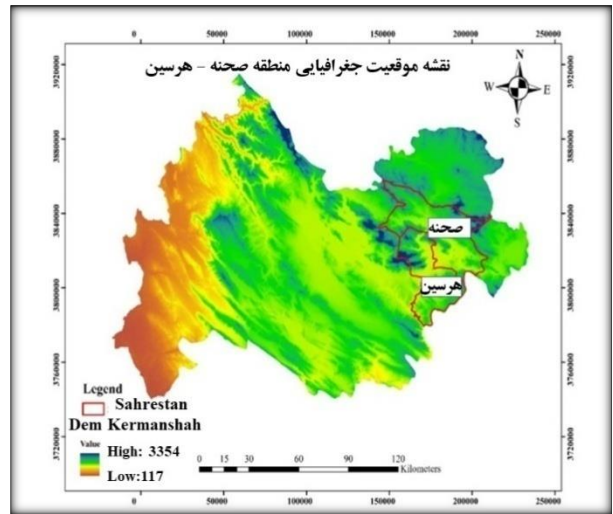
بخش رادیولاریت‌ها را تشکیل می‌دهد که در روستای شاه‌آباد علیا دیده می‌شوند. همچنین توالی لایه‌های منظم رادیولاریت و لایه‌های ژاسب با میان لایه‌های کم ضخامت مارن سیلیسی قرمز همراهی می‌شوند. این بخش در خارج از منطقه مورد مطالعه و در پیرامون روستای گرمیانک و در پارک شیرین شهر کرمانشاه و بین کرمانشاه و پاوه برونزد خوبی دارند (شکل ۳- الف و ب) و این رادیولاریت‌ها و دارای چین خوردگی‌های بسیار زیبا می‌باشد.

۱- تنوع چینه‌شناختی منطقه مورد مطالعه

با توجه به اینکه این واحدها اکثراً به دلیل برخورد صفحه عربی و ایران و فرارانش پوسته اقیانوسی بر روی یکدیگر رانده شده‌اند در جدول ۱ به این تنوع نیز اشاره شده است.

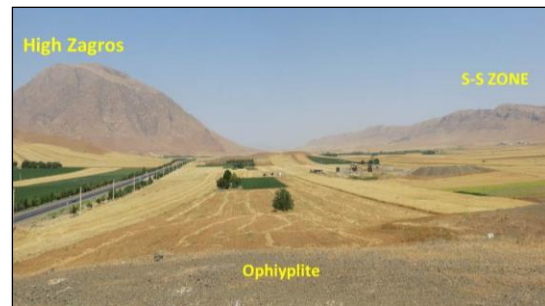
۲- تنوع زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

در زاگرس بلند گسل‌های راندگی باروندشمال باختر-جنوب خاور و شیبیه سمت شمال خاور، قدیمی‌ترین واحدهای توالی رسوبی را به سطح رسانده‌اند. چنین گسل‌هایی افزون بر پهنه زاگرس بلند در پهنه سنندج-سیرجان نیز دیده می‌شوند (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003).



شکل ۱: نقشه موقعیت منطقه صحنه-هرسین در شرق استان کرمانشاه

منطقه سنندج - سیرجان حاوی هسته دگرگونی منطقه برخورد قاره ای زاگرس در غرب ایران است. این پهنه از جنوب غربی به شمال شرقی به زیر پهنه‌هایی تقسیم می‌شود: الف- یک کمربند بیرونی از ورقه‌های تراستی (زیر پهنه‌های رادیولاریت، بیستون، افیولیت و حاشیه ای که به ترتیب شامل رسوبات عمیق دریایی مزوزوئیک، کربنات‌های کم عمق دریایی، پوسته اقیانوسی و کمان آتشفشانی هستند) و ب- یک زیر پهنه پیچیده تغییر شکل یافته داخلی (متفعل اواخر پالئوزوئیک پسین-مزوزوئیک) (Mohajjel et al., 2003).



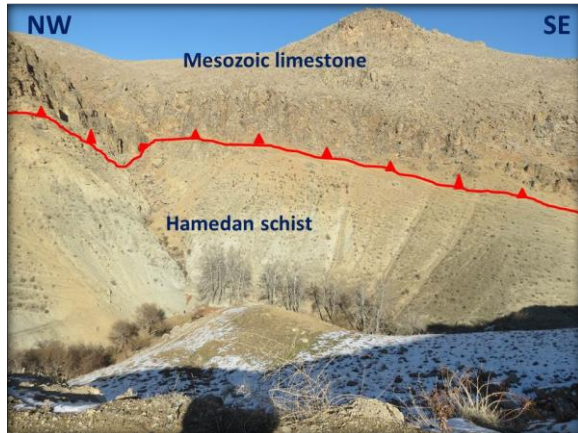
شکل ۲: نمای از دو پهنه زاگرس و سنندج - سیرجان و افیولیت؛ دید عکس شمال.

۱-۲- راندگی گردنه امامزاده



۲-۳- راندگی روبروی معدن جاده هرسین

این راندگی آهک دارای شیب و جهت شیبه سمت شمال-خاور (۶۵/۰۴۵) می باشد. در زیر آن، آهک های خردشده نشان-دهنده پهنه برشی حاصل از این گسل، مشاهده می شود (شکل ۶).



شکل ۵: گسل سراب صحنه، راندگی آهک مزوزوئیک بر روی شیست همدان، دید عکس شمال شرق.

در گردنه امامزاده برش گسلو چند آینه گسل در آهک های مزوزوئیک منطقه رخنمون دارد. شیب و جهت شیب آنها به سمت شمال خاور (۵۵/۰۴۵) می باشد. شدت دگرریختی به سمت جنوب شرق افزایش می یابد بطوری که در بعضی بخش ها میلیونیتی شده و یکی از قطعه های گسل شمال غرب صحنه می باشد (شکل ۴).

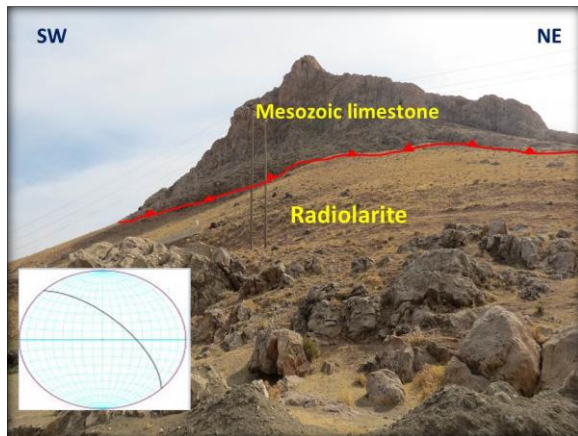


شکل ۴: آهک مزوزوئیک دارای شکستگی های فراوان برشی شده و در بعضی نقاط میلیونیتی شده و آینه گسلگردنه امامزاده، دید عکس شمال - شمال غرب.

به دلیل موقعیت زمین شناسی منطقه و برخورد صورت گرفته که نتیجه آن فرارانش واحدهای سنگی منطقه می باشد اکثر نهشته ها نابرجا هستند و راندگی های بسیاری در منطقه رخنمون دارد که به معرفی برخی از آنها می پردازیم.

۲-۲- راندگی شمال صحنه

در منطقه دربند صحنه لایه های آهکی مزوزوئیک دارای شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور (۸۵/۰۵۶) بر روی واحد زیرین (شیست همدان که افقی می باشد و به سن ژوراسیک آغازین تا میانی است) قرار دارد و بین آنها یک گسل راندگی (گسل شمال سرآب صحنه) که دارای روندی مشابه با روند زاگرس می باشد قرار دارد (شکل ۵).



شکل ۶: راندگی آهک مزوزوئیک بر روی رادیولاریت، روبه روی معدن در جاده هرسین و استریونت رسم شده راندگی دید عکس شمال - شمال غرب.

۲-۴- راندگی حوالی پارک بیستون

شکل ۸: راندگی آهک‌های مزوزوئیک بر روی افیولیت، روستای علی‌آباد گروس، دید عکس شمال شرق.

راندگی حوالی روستای آهنگران

راندگی آهک‌های مزوزوئیک دارای شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور (۴۸/۰۶۴) بر روی افیولیت‌ها در حوالی روستای آهنگران نیز مشاهده می‌شود (شکل ۹).

۲-۶- راندگی سرآب بادیه

در حوالی روستای سرآب‌بادیه راندگی‌های پی‌درپی آهک، افیولیت و رادیولاریت دیده می‌شود (شکل ۱۰) در برخی قسمت‌ها افیولیت‌های سرآب بادیه میلونیتی شده و به شدت شکستگی و خردشدگی دارند و به همین دلیل قابل نمونه‌برداری نیستند.

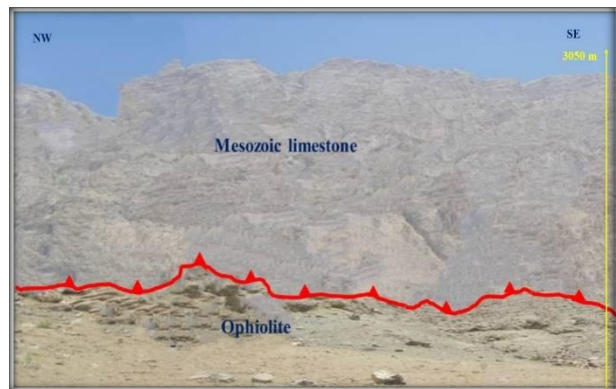


شکل ۹: راندگی آهک بیستون (در بخش بالا) بر روی افیولیت و رادیولاریت (در بخش زیرین) تصویر در محل روستای آهنگران دید عکس شمال-شمال شرق.

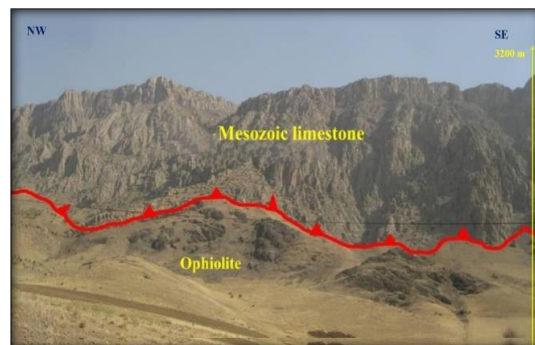
آهک بیستون (در منطقه پارک بیستون) دارای شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور (۵۵/۰۶۷) در توالی قائم آن افیولیت (سنونین) (آقنابتی، ۱۳۸۵) در قسمت زیرین با ضخامت بسیار کمتر نسبت به بخش بالای که آهک بیستون (کرتاسه) (حسینی‌دوست و همکاران، ۱۳۸۵) است قرار دارد (شکل ۷).

۵-۲- راندگی روبروی علی‌آباد گروس

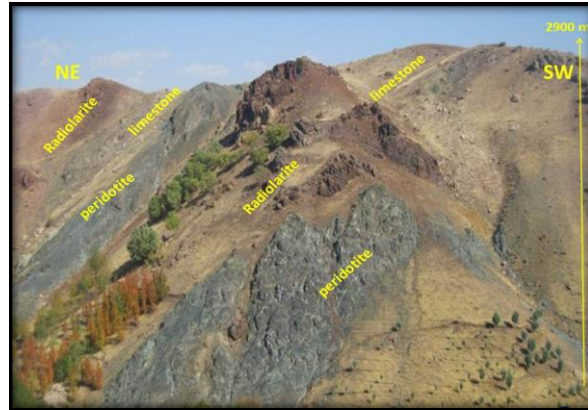
سنگ‌های افیولیتی و آهک‌های مزوزوئیک دارای شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور (۵۸/۰۵۲) در مسیر جاده روستای علی‌آباد گروس رخمون یافته‌اند و آهک‌های مزوزوئیک بر روی این سنگهای افیولیتی رانده شده‌اند (شکل ۸).



شکل ۷: راندگی، افیولیت در بخش زیرین و آهک بیستون (مزوزوئیک) در بخش بالادید عکس غرب.



متفاوتی از چینه های بالای سطح ناپیوستگی دارند، لایه های زیرین ناپیوستگی کوتاه شده اند در حالی که لایه های فوقانی آنها تقریباً موازی با سطح ناپیوستگی است، بنابراین اگر ناپیوستگی دچار کج شدگی گردد لایه های بالای سطح ناپیوستگی به همان مقدار دچار کج شدگی می گردند. به دلیل این زاویه متفاوت، ناپیوستگی زاویه دار به راحتی در بازدید های صحرایی قابل شناسایی است (Vander pluijm & Marshak, 2004). در منطقه مورد مطالعه آهک های سنوزویک با شیبی تقریباً ۱۵ درجه بر روی آهک های مزوزویک با شیب تند گاه تا ۹۰ درجه قرار دارند و در این مناطق کنگلومرا (حاوی قطعات رادیولاریت، افیولیت و آهک) و مارن قابل مشاهده نمی باشد.



شکل ۱۰: راندگی افیولیت، رادیولاریت و آهک، روستای سرآب بادیه؛ دید عکس جنوب شرق.

۲-۲ - ناپیوستگی در واحدهای چینه ای منطقه

در اثر فرارانش پوسته اقیانوسی و بسته شد نئوتیس واحد- های زمین شناسی منطقه دستخوش راندگی و روراندگی شدید شده اند که شیب راندگی ها به سمت شمال شرق و جهت راندگی واحدها جنوب غرب است. فالکون (Falcon, 1967) اذعان می دارد در این منطقه ابتدا چین ها در کرتاسه پایانی شکل گرفته اند و در فاز بعدی راندگی ها ایجاد شده است. هاینز و مک کوئیلان (Haynes & McQuillan, 1974)، پدیده چین- خوردگی و راندگی را به حرکت های کوهزایی پس از پلیوسن نسبت می دهند. با توجه به بررسی های زمین شناسی تمام واحد- های رسوبی مزوزویک و ترشیری (که قسمت اعظم آنها از نوع کربناتی هستند)، بر روی یکدیگر و بر روی سکانس افیولیتی، رورانده شده اند (تواضع، ۱۳۹۲). راندگی آهک های مزوزویک بر روی افیولیتها حاکی از ایجاد ساختارهای دوپلکسی در منطقه است (حسینی دوست و همکاران، ۱۳۹۴). ناپیوستگی ها نشان دهنده گپ هایی هستند که دامنه آنها از هزاران تا بیلیون سال است به عنوان نمونه بزرگترین ناپیوستگی ها بین میلیون ها تا بیلیون ها سال در سپر کانادا مشاهده می شود. یکی از انواع ناپیوستگی ها ناپیوستگی زاویه دار است که در این نوع ناپیوستگی چینه های زیر سطح ناپیوستگی جهت

۲-۸ - ناپیوستگی روستای سرآسیاب

در روستای سرآسیاب آهک های مزوزویک در بخش زیرین و در بخش بالایی آهک های الیگومیوسن با شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور (۱۳/۰۷۰) می باشد، شیب این آهک ها کم و در حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه است و بر روی آهک- های مزوزویک قرار گرفته اند (شکل ۱۱).

۲-۹ - ناپیوستگی روستای مله حسن بقعه

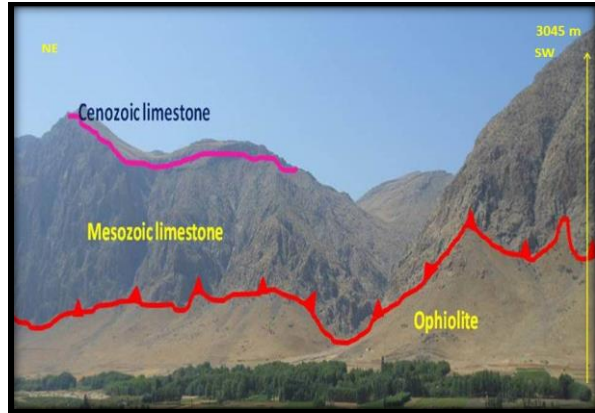
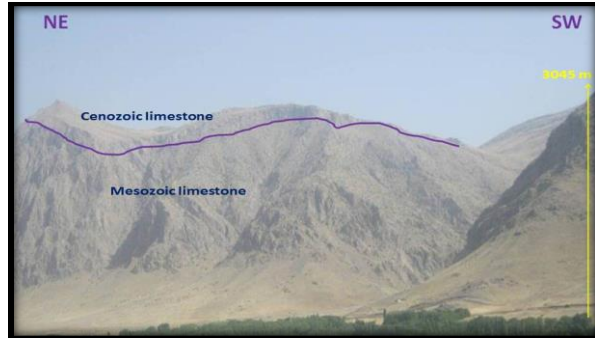
سنگ آهک های مزوزویک روستای مله حسن بقعه (حاوی فسیل های ورمیکوله و گاستروپود) و بر روی آنها، آهک های دارای شیب و جهت شیب (۱۵/۰۶۵) قرار دارند. شیب این آهکها کم و در حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه می باشد که با توجه به فسیل های موجود در آن دارای سن سنوزویک بوده و معادل الیگومیوسن می باشد. (شکل ۱۲).



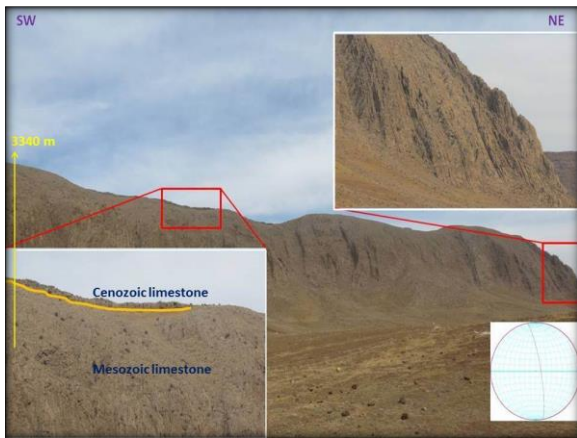
شیبی در حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه و دارای سن سنوزوئیک دارای شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور ۱۵/۰۷۵ قرار دارند. (شکل ۱۳).

۲-۱۱- پهنه‌های بُرشی

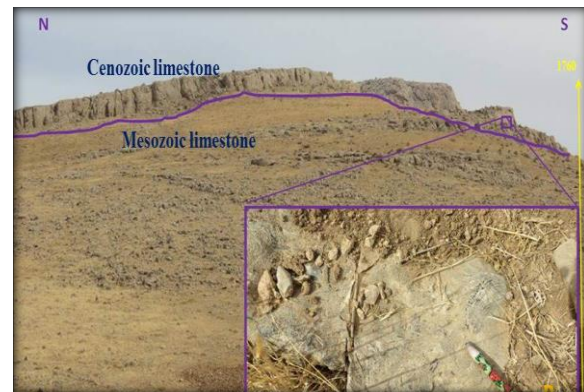
پهنه‌های برشی پهنه‌های صفحه‌ای یا انحنا دار و اتنش بالا هستند که نسبت طول به عرض آنها پنج به یک است و توسط سنگهای و اتنش پایین محصور شده است (Huber&Ramsay, 1987). پهنه‌های بُرشی به دو دسته شکنا و شکل پذیر تقسیم می‌شوند اما رمزی و هابر یک حالت حد-واسط به عنوان پهنه‌های نیمه‌شکنا برای آن در نظر گرفته‌اند. پهنه‌های برشی شکنا در شرایط دگرگونی کمتر در ۵ کیلومتر فوقانی پوسته ایجاد می‌شود و پهنه‌های برشی شکل پذیر در ۵ تا ۱۵ کیلومتری پوسته و شرایط دگرگونی شدیدتر ایجاد می‌شود. پهنه برشی (حوالی روستای علی آباد گروس) دارای روند NW-SE است که بر طبق عدسی‌های موجود در آن دارای حرکت چپ گرد و تیپ S می‌باشد و جهت تنش بیشینه منطبق بر جهت فشارش زاگرس است (شکل ۱۴).



شکل ۱۱: ناپیوستگی، سرآسیاب، آهک سنوزوئیک بر روی آهک مزوزوئیک؛ دید عکس جنوب شرق.



شکل ۱۳: ناپیوستگی آهک سنوزوئیک بر روی آهک مزوزوئیک و رسم استریونت آن، روستای حسن بقعه؛ دید عکس شمال-شمال غرب.



شکل ۱۲: ناپیوستگی، روستای مله حسن بقعه، آهک سنوزوئیک بر روی مزوزوئیک؛ دید عکس شرق.

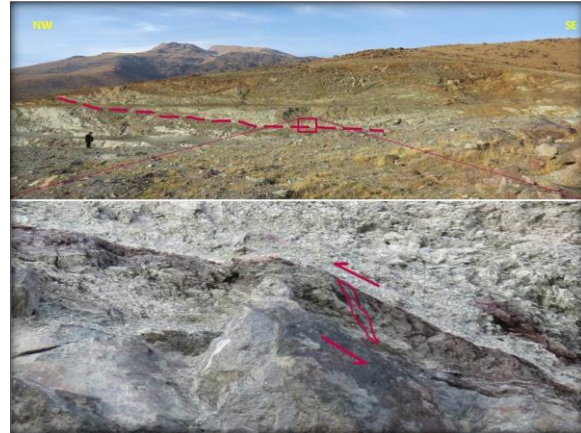
۱۰-۲- ناپیوستگی روستای حسن بقعه

در شمال شرق روستای حسن بقعه، آهک‌های مزوزوئیک شیب دار و با جهت شیب شمال خاور (۸۰/۰۷۶) - که شیبی نزدیک به قائم دارند- وجود دارند و بر روی این آهک‌ها، لایه آهکی با



۱۳-۲- چین روبروی معدن جاده هر سین

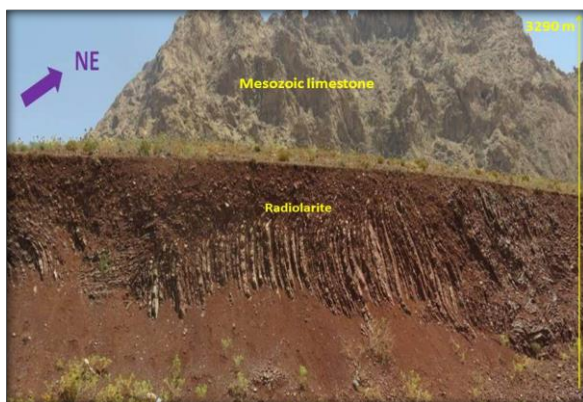
رادپولاریت‌ها در این محل اغلب نازک لایه رنگ غالب آنها قرمز است لیکن رنگ‌های خاکستری تا مایل به سبز نیز در آنها دیده می‌شود و رادپولاریت با میان‌لایه رسی همراه هستند. محور چین‌های رادپولاریت در این منطقه نسبتاً افقی بین ۵ تا ۲۵ درجه می‌باشد (شکل ۱۷، ۱۸ و ۱۹) و با توجه به رسماثر سطح محوری و ضخامت واقعی لایه‌ها در چین‌ها، این چین‌ها از نوع کلاس 1B رمزی (چین موازی) و در میان لایه شیلی کلاس ۳ می‌باشد و مکانیسم خمش می‌باشند.



شکل ۱۴: پهنه برشی در پریدوتیت، حوالی روستای علی‌آباد گروس؛ دید عکس شمال-شمال شرق. مقیاس تقریبی در عکس: فرد ایستاده در سمت چپ بالایی توجه شود.



شکل ۱۵: چین خوردگی رادپولاریت دارای الگوی جناغی نامنظم و رسم استریونم چین‌ها؛ دید عکس شمال غرب.



شکل ۱۶: راندگی آهک پلاژیک مزوزوئیک بر روی رادپولاریت، در جاده هر سین؛ دید عکس شمال.

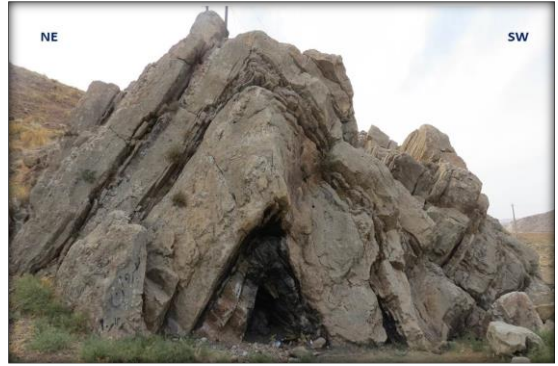
چین خوردگی‌ها

چین خوردگی در اثر دگرریختی نرم سطوح مستوی سنگ‌ها و تبدیل آنها به سطح‌های خمیده بدست می‌آید (قاسمی، ۱۳۸۷). با توجه به فشار وارد آمده از طرف صفحه غربی به صفحه ایران و برخورد صورت گرفته، در منطقه مورد مطالعه شاهد چین-خوردگی‌های بسیاری در واحدهای سنگی می‌باشیم که در این بخش به آن پرداخته‌ایم.

چین خوردگی در رادپولاریت‌های منطقه

۱۲-۲- چین جاده هر سین

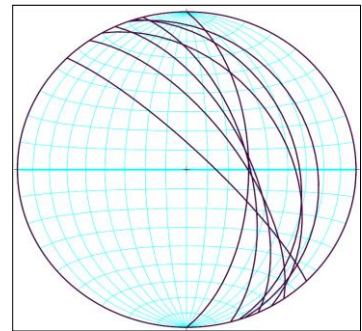
در جاده هر سین چین خوردگی در رادپولاریت‌ها را مشاهده می‌نماییم (شکل ۱۵). سطح محوری آن‌ها هماهنگی کامل با هندسه راندگی زاگرس دارد و دارای ۳۰ تا ۵۰ درجه تمایل به سمت SW و شیب به سمت NE می‌باشد. در این منطقه نیز آهک‌های مزوزوئیک دارای شیب و جهت شیب به سمت شمال خاور (۵۲/۰۵۵) بر روی رادپولاریت‌ها رانده شده‌اند (شکل ۱۶).



شکل ۱۷: چین خوردگی رادیولاریت؛ دید عکس جنوب شرق. ارتفاع رخنمون دو متر می باشد.



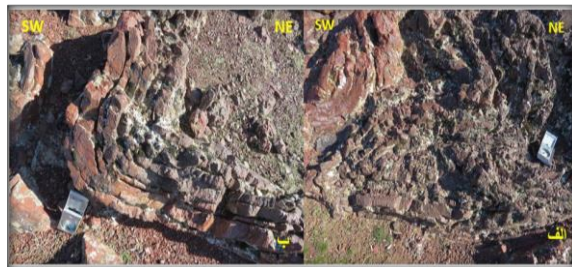
شکل ۱۸: چین خوردگی در رادیولاریت؛ دید عکس جنوب شرق.





شکل ۲۱: تعدادی از گسل‌های موجود در رادیولاریت شاه‌آبادعلیا؛ دید عکس شمال غرب.

گسل‌ها و چین‌ها موجود در این محل فاقد روند و نظم می‌باشند، بنابراین به نظر می‌رسد که رادیولاریت‌ها در این قسمت به صورت کلیپ تکنونیک‌کی حضور دارند و با توجه به ضخامت موازی اثر سطح محوری رسم شده آنها در رده کلاس IB رمزی قرار می‌گیرند و با توجه به افزایش ضخامت در لولای این چین‌ها دارای مکانیسم خمش می‌باشد (شکل ۲۲- الف و ب).



شکل ۲۲: الف: چین خوردگی مجدد، رادیولاریت شاه-آبادعلیا دید شمال غرب؛ ب: چین خوردگی در رادیولاریت شاه‌آبادعلیا.

در پهنه زاگرس مرتفع دو نوع رادیولاریت وجود دارد. یکسری از رادیولاریت‌ها همان رسوبات پلاژیک همراه سکانس افیولیت هستند، بقایایی نئوتتیس که در اثر برخورد بر

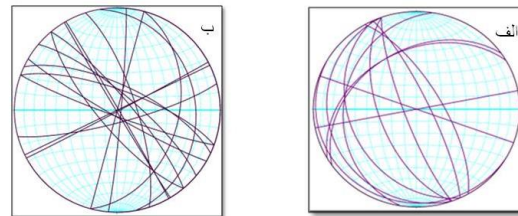
شکل ۱۹: سطح محوری چین‌های روبه‌روی معدن آهک جاده هرسین.

۱۴-۲- چین خوردگی در رادیولاریت شاه‌آباد علیا

در حوالی روستای شاه‌آبادعلیا رادیولاریت‌ها به صورت یک کوه برونزد دارند با این تفاوت که رادیولاریت‌ها در این قسمت فاقد میان لایه‌های شیل هستند. این رادیولاریت‌ها به شدت چین‌خورده و گسلیده هستند. وجود چین‌های خوابیده، قائم، لمبده و چین خوردگی مجدد را در این رادیولاریت‌ها شاهد هستیم. رادیولاریت‌های این محل با رادیولاریت‌های دیگر نواحی منطقه متفاوت بوده، زیرا در بخش‌های دیگر چین-خوردگی مجدد در رادیولاریت‌ها مشاهده نمی‌گردد. این رادیولاریت‌ها فاقد میان لایه هستند. چین‌های موجود در رادیولاریت‌های شاه‌آباد علیا دارای سطح محوری مستوی و غیرمستوی هستند و با توجه به موارد فوق‌الذکر در این محل شاهد چین‌های مستوی و نامستوی هستیم، ولی در سایر مناطق بیشتر سطح محوری چین‌های موجود در رادیولاریت از نوع مستوی می‌باشد (شکل ۲۰، ۱۹ و ۲۱).



شکل ۲۰: رادیولاریت به شدت چین‌خورده، شاه‌آبادعلیا؛ دید عکس شمال شرق.

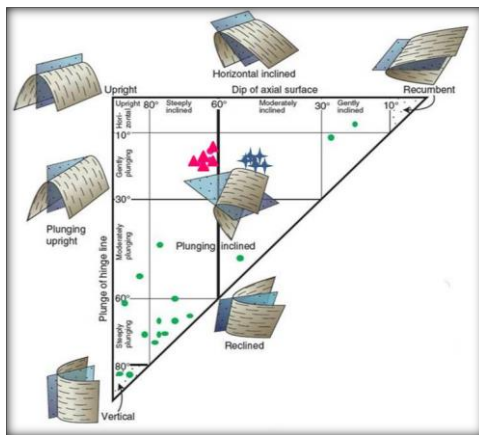


شکل ۲۱: الف: استریونت سطح محوری چین‌ها، ب: گسل‌های شاه‌آباد علیا



شده تفاوت آشکاری نشان می‌دهد و دارای پراکندگی بیشتری می‌باشد همچنین بیشتر چین‌های این قسمت منطقه جزء چین-های قائم و لمیده می‌باشند و شیب سطح محوری آنها زیاد است اما در سایر نواحی چین‌های مطالعه شده دارای شیب سطح محوری متوسط و شیب لولای کم (۱۰-۲۰) درجه می‌باشند.

با توجه به مطالعات و اندازه‌گیری‌های سطح محوری و لولای چین‌های منطقه مورد مطالعه هر چین را به صورت نقطه در دیاگرام (Fleuty, 1964) نشان داده شده است (شکل ۲۳).



شکل ۲۳: طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس جهت‌یابی سطح محوری و خط لولای (Fleuty, 1964)، چین‌های جاده هرسین (ستاره)، چین‌های روبه‌روی معدن آهک (مثلث)، چین‌های شاه‌آباد (دایره).

چین‌های شاه‌آباد علیا در دیاگرام فلوتی با چین‌های سایر نواحی مطالعه شده تفاوت آشکاری نشان می‌دهد و دارای پراکندگی بیشتری می‌باشد همچنین بیشتر چین‌های این قسمت منطقه جزء چین‌های قائم و لمیده می‌باشند و شیب سطح محوری آنها زیاد است اما در سایر نواحی چین‌های مطالعه شده دارای شیب سطح محوری متوسط و شیب لولای کم (۱۰-۲۰) درجه می‌باشند.

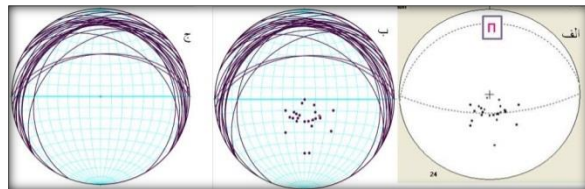
روی پوسته قاره‌ای فرارانده شده‌اند و در قسمت‌های مختلفی از این پهنه نظیر صحنه، هرسین، نیریز و اسفندقه رخمون دارند. دسته دیگر رادیولاریت‌هایی هستند که در یک حوضه درون قاره‌ای حاشیه‌ای بر روی صفحه عربی و در حاشیه نئوتتیس تشکیل شده‌اند و اکنون بهترین رخمون آن را در کرمانشاه، ازنا و نیریز می‌توان مشاهده کرد. اختلاف این دو دسته رادیولاریت در منطقه کرمانشاه و هرسین مشخص است. بطوریکه دسته اول همراه سنگ‌های اولترابازیک و آذرین هستند و در قسمت‌های شمالی‌تر منطقه قرار دارند در حالی که در رادیولاریت‌های قسمت‌های جنوبی هیچگونه سنگ آذرینی مشاهده نمی‌شود. رادیولاریت‌های منطقه مورد مطالعه جزء رادیولاریت‌های دسته اول و همراه با سنگ‌های الترابازیک هستند (تواضع، ۱۳۹۲). در حالت چندلایه، چین‌های جناغی زمانی که اختلاف گرانروی بین لایه‌ها زیاد و فاصله بین لایه‌های مقاوم کم باشد به وجود می‌آید. اگر فاصله بین لایه‌های مقاوم متوسط باشد الگوی جناغی منظم و اگر ضخامت لایه نامقاوم خیلی کم باشد الگوی جناغی نامنظم ایجاد می‌شود (Ramsay & Huber, 1987). در منطقه رادیولاریت (لایه مقاوم) و شیل (لایه نامقاوم) را تشکیل می‌دهد. و بیشتر شاهد چین‌های جناغی نامنظم هستیم. بر اساس تقسیم‌بندی زاویه بین‌یالی چین-های موجود در رادیولاریت‌ها دارای زاویه بین‌یالی ۳۰ تا ۷۰ و جز چین‌های بسته تا باز می‌باشند و همچنین لولای تیز و زاویه-دارتری دارند و جز چین‌های جناغی هستند اما چین‌های موجود در آهک‌های ترشیری دارای زاویه بین‌یالی ۱۲۰ درجه و جز چین‌های ملایم هستند و دگرشیبی نیز دارند. بر اساس طبقه‌بندی (Hudleston, 1973) چین‌های موجود در افیولیت‌ها بین حالت-های D1, E1، چین‌های موجود در رادیولاریت‌ها بین حالت-های D2, D3, E2, E3 و چین‌های موجود در آهک‌های سنوزوئیک منطقه بین حالت‌های B3, C3 قرار دارد. چین‌های شاه‌آباد علیا در دیاگرام فلوتی با چین‌های سایر نواحی مطالعه



سنوزوئیک قرار گرفته است. لتهای موجود در این آهک حرکت چپگرد را نشان می‌دهند. لولای این چین به صورت M شکل می‌باشد. اکثر گسل‌هایی که در این چین‌ها وجود دارد نیز روندی مشابه با جهت اصلی راندگی زاگرس دارند (شکل ۲۶ و ۲۷).



شکل ۲۶: چین حوالی روستای درویشان، در آهک‌های سنوزوئیک؛ دید عکس شمال غرب.



شکل ۲۷: الف- دیاگرام بی ب- لایه بندی و قطب ج- لایه بندی چین حوالی روستای درویشان.

چین خوردگی در آهک‌های مزوزوئیک

۱۷-۲- چین روستای چهر

در روبه‌روی روستای چهر نیز چین خوردگی زیبای آهک میان‌لایه با رادیولاریت را مشاهده می‌کنیم. در این منطقه نیز مانند دیگر نواحی منطقه افیولیت در زیر، رادیولاریت در بالای

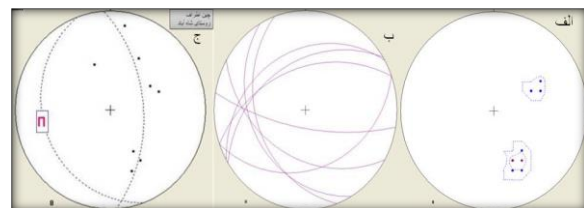
چین خوردگی در آهک‌های سنوزوئیک

۱۵-۲- چین روستای عالی آباد

چین بزرگ مقیاس این منطقه دارای روند تقریبی شرقی- غربی می‌باشد. این چین یک ناودیس از نوع استوانه‌ای و دارای درزه‌ها سیستماتیک و رگه‌های کلسیت فراوانی است. (شکل ۲۴ و ۲۵).



شکل ۲۴: چین حوالی روستای عالی آباد در آهک‌های سنوزوئیک؛ دید عکس شمال شرق.



شکل ۲۵: رسم اندازه‌گیری‌های چین عالی آباد الف: کنتوردیاگرام؛ ب: صفحه‌ها؛ ج: دیاگرام بی چین عالی آباد.

۱۶-۲- چین روستای درویشان

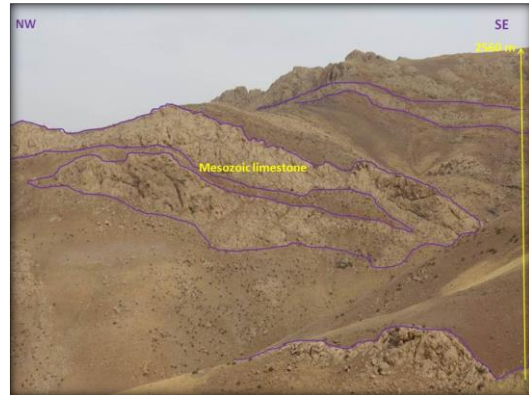
در حوالی روستای درویشان آهک چین‌خورده دارای سنوزوئیک وجود دارد در زیر این آهک چین‌خورده از نوع مخروطی، افیولیت رخنمون دارد و بعد از آن کنگلومرا حاوی قطعات رادیولاریت، افیولیت که دارای برگوارگی (در اثر جهت‌گیری پیل‌ها) وجود دارد و بر روی این دو واحد، آهک

شیب لایه‌های یال جنوبی ۸۸/۵۰ با جهت شیب به سمت جنوب می‌باشد. در قسمت پایین تصویر افیولیت و بر روی آن آهک مزوزوئیک (آهک بیستون) با ضخامت زیاد قرار دارد. در واقع این چین خوردگی بعد از راندگی بر روی افیولیت در آهک شکل گرفته است (شکل ۳۰).

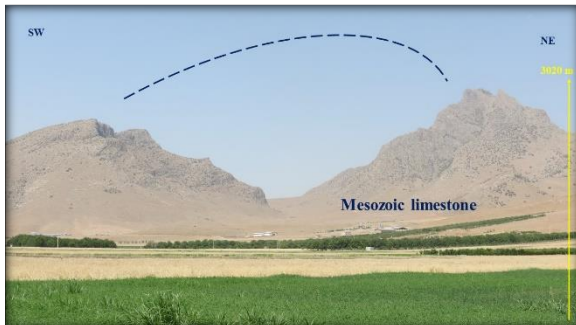
آن و آهک‌های میان‌لایه با رادیولاریت بر روی این واحدها قرار دارد. در این قسمت نودول‌های چرت و شواهدی از چین خوردگی مجدد دیده می‌شود البته جهت فشار وارد آمده بر این چین خوردگی‌ها که بعداً تشکیل شده‌اند -SE NW است (شکل ۲۸ و ۲۹).

۱۹-۲- ناودیس بیستون

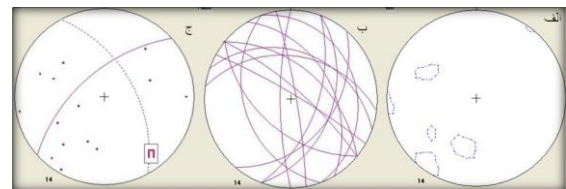
در مسیر جاده صحنه در آهک‌های مزوزوئیک چین خوردگی به صورت ناودیس شکل گرفته است و در قسمت زیرین این ناودیس نیز افیولیت و رادیولاریت قرار دارد (شکل ۳۱). این ناودیس به شیرین خفته معروف است که به دلیل شباهت به چهره یک زن در حالت خوابیده به این نام معروف شده است و ارزشی ژئومیتولوژیک (زمین اسطوره‌شناختی) دارد.



شکل ۲۸: چین در آهک‌های مزوزوئیک، حوالی روستای چهر، دید عکس شمال شرق.



شکل ۳۰: تاقدیس آهنگران در سنگ آهک‌های مزوزوئیک، دید عکس شمال غرب.



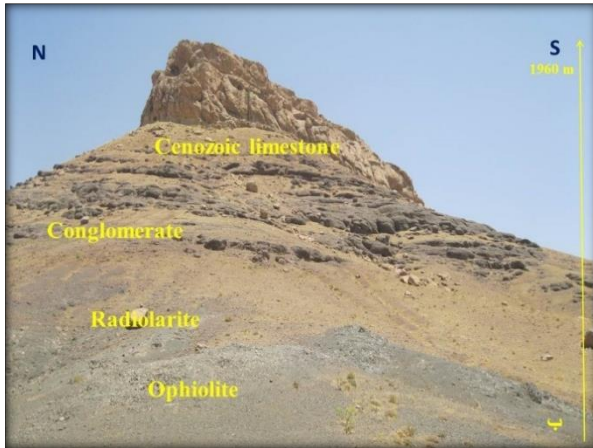
شکل ۲۹: رسم اندازه‌گیری‌های چین روستای چهر، از راست به چپ: الف- کنتوردیاگرام ب- صفحه‌ها ج- دیاگرام پی چین.



شکل ۳۱: ناودیس بیستون، دید عکس شمال غرب.

چین‌های بزرگ مقیاس در آهک بیستون ۱۸-۲- تاقدیس آهنگران

تاقدیس آهنگران در جنوب غرب صحنه، رخنمون دارد. جنس لایه‌های آن آهک ضخیم‌لایه بیستون است. این آهک به ارتفاع ۱۱۰۰ متر و از تریاس فوقانی تا کرتاسه پایین ادامه دارد.



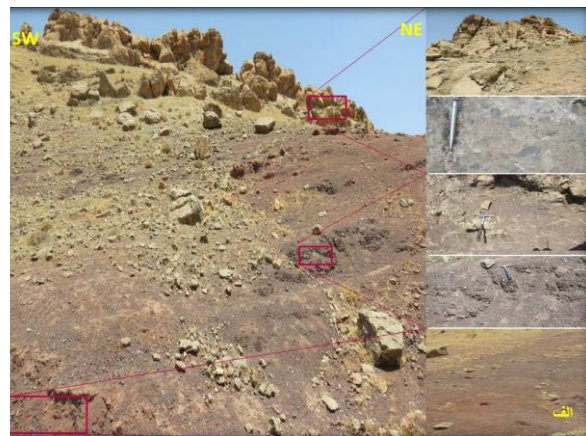
شکل ۳۲: الف: سکانس تدریجی، ده مراد خان، دید عکس شمال غرب. ب: سکانس تدریجی در ناودیس روستای عالی آباد، دید عکس شرق.

طبقه بندی و ارزیابی تنوع زمین شناختی منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش ارزیابی کانیلو و همکاران ۲۰۰۵ (Cannillo, et al., 2005):

در این پژوهش سعی پژوهشگران بر معرفی میراث زمین شناختی در منطقه صحنه هرسین کرمانشاه است و هدف معرفی روش ویژه در ایران برای ارزیابی تنوع زمین شناسی نیست. شوربختانه در این پژوهش به دلیل فقدان روشهای ارزیابی بومی در ایران، بر روشهای ارزیابی ایتالیایی ها تکیه شده است. برخی دانشمندان ایتالیایی بر معیارهای ژنتیکی در شناسایی میراث زمین شناسی و ژئومورفولوژیک هر منطقه تاکید دارند. در این پژوهش مکان های میراث زمین شناختی با نگاهی بر نخستین روشهای پیشنهادی از بارکا و دی گرگوریا (Barca & Di Gregorio, 1991)، برانکوچی و آندریا^۲ (Brancucci & D'Andrea, 2002) و پانیزا و پیاستته (Panizza & Piacente, 2002) که بر ویژگیهای ژنتیکی (استراتیگرافی، متامورفیک، ماگماتیک و ساختمانی) تاکید دارند، الهام گرفته شد و از پژوهش کانیلو و همکاران (Cannillo et al., 2005) با تلفیق

۲۰-۲- نهشته های برج دره مرادخان و روستای عالی آباد

اکثر نهشته ها و واحد های سنگی در منطقه مورد مطالعه به صورت نابرجا می باشند و به ندرت نهشته های برج نیز مشاهده می شود. نهشته های برج در منطقه دارای توالی تدریجی هستند که سکانس قائم آن از پایین به بالا شامل ۱- افیولیت، ۲- رادیولاریت، ۳- کنگلومرا، ۴- مارن، ۵- آهک های ترشیری می باشد. حضور کنگلومرای تخریبی با سن میوسن و ائوسن بالایی نشان دهنده پیشروی در منطقه و برج بودن این واحدها می باشد و در بخش هایی از منطقه در قسمت زیرین آهک های ترشیری، کنگلومرا مشاهده نمی شود که نشان دهنده سفره های رورانده مشاهده شده در منطقه است. در سایر بخش های منطقه مورد مطالعه نیز شاهد راندگی آهک های مزوزوئیک (بیستون) بر روی افیولیت ها می باشیم که نشان دهنده راندگی صورت گرفته در این واحدها و نابرجا بودن آنها می باشد (تواضع، ۱۳۹۲) نهشته های برج نیز در مناطقی چون اطراف ده مرادخان و روستای عالی آباد قابل مشاهده است (شکل ۳۲ الف و ب).





پژوهشهای نامبرده قبلی، اقتباس و برای منطقه صحنه هرسین - در فقدان ژنتیک ماگماتیکی و دگرگونی - بر ویژگی زمین ساخت منطقه تمرکز شد. بنابراین در این امکان سنجی اولیه، بدلیل موقعیت منطقه در ارتباط با تنوع استراتیگرافی در حد ممکن به تنوع چینه شناسی منطقه و واحدهای چینه شناسی اشاره شده است. بطور کلی این مقاله تنوع ساختاری را مد نظر قرار داده و به مطالب چینه شناسی در حد نیاز در شناسایی میراث زمین ساختی پرداخته شده است. بطور خلاصه در این پژوهش ابتدا با استفاده از تصاویر ماهواره ای و نقشه های زمین شناسی بصورت کتابخانه ای (و با سابقه قبلی پژوهشگران در کار زمین شناسی بر روی این منطقه) مطالعات آغاز شد. سپس با بازدیدهای صحرائی برای شناسایی و مطالعه تنوع زمین ساختی منطقه با تاکید بر تنوع تکتونیک (زمین ساختی) اقدام شد و پس از بررسی های دقیق (Tavazo & Sadry, 2020)، تنوع زمین ساختی این منطقه به عنوان مناطق با ارزش تکونیک، با استفاده از روش ارزیابی ژنتیکی (مراجعه شود به جدول ۲) ژئوسایتهای تکتونیک (یا سایتهای میراث زمین ساختی) همراه با سایر سایتهای میراث چینه شناسی منطقه تعیین و به ارزشهای مختلف آموزش، دیرینه شناسی و... طبقه بندی شد (مراجعه شود به شکل ۳۳ و جدول ۲) ارزیابی ها بصورت ذهنی (کیفی) با مشاهدات دقیق میدانی و اختصاص ارزشهای مرتبط با میراث زمین شناسی همانند آموزشی و غیره (جدول ۲) و طبقه بندی براساس سطح اهمیت آنها انجام شد.

نتیجه گیری

برخورد بخش شمال - شمال خاوری صفحه قاره ای عربستان با بخش باختری تا جنوب باختری صفحه قاره ای ایران در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس بین آنها و تصادم آن با

صفحه ایران در سنوزویک پایانی، ساختار امروزی زاگرس و مورفوتکتونیک کنونی آن را ایجاد کرده است. نوار رادیولاریت - افیولیت (صحنه - هرسین) کرمانشاه جزئی از زیر پهنه های زاگرس مرتفع می باشد که از جمله بارزترین شواهد برخورد تکتونیک صفحه ای در این منطقه به شمار می - رود. کرمانشاه مجموعه ای ارزشمند از واحدهای زمین شناسی با تنوع زمین ساختی است این منطقه به دلیل محل برخورد دو صفحه ایران و عربی و فررانش پوسته اقیانوسیدارای ساختارهای کم نظیر چون چین خوردگی در رادیولاریت ها و آهک های منطقه و واحدهای سنگی سکانس افیولیت، فسیلهای دوره ترشیاری، آینه گسل، دسته های درزه، سرپانتینی شدن پریدوتیت و غارهای کارستی در آهک های منطقه (معروفترین آنها پرآو) که به ترتیب تنوع تکتونیک، تنوع فسیل و چینه و تنوع کارستیک را شامل می باشد. بر طبق معیارهای ژنتیکی، تنوع زمین ساختی منطقه عمدتاً ارزش آموزشی داشته است و همچنین به عنوان مثالی از تحولات زمین شناسی و ساختاری منطقه محسوب می گردد. وجود سایر میراث طبیعی و میراث فرهنگی منطقه ارزش دوچندانی به میراث زمین ساخت شناسایی شده در این تحقیق برای مطالعات بعدی ژئوپارک می دهد. برای مثال رودخانه گاماسیاب طبیعت بکرو زیبا و آثار تاریخی ارزشمند در دل کوه همچون کتیبه های به جا مانده از ادوار تاریخی علاوه بر جاذبه های زمین شناسی این شهر را از نظر گردشگری استانی بی نظیر جلوه می دهد. این منطقه با توجه به پیش امکان سنجی ضمنی در طول این مطالعه، برای امکان سنجی دست کم یک ژئوپارک در محدوده استان کرمانشاه و با دربرگرفتن میراث زمین ساختی شناسایی شده در این پژوهش، به کار میدانی بیشتر و تحقیقات بعدی برای تعیین مرزهای ژئوپارک آتی ملی نیاز دارد تا مردم این استان از مواهب میراث طبیعی (زمین ساختی) در کنار میراث فرهنگی شناخته شده آن، منتفع شوند و از این میراث زمین ساختی مغفول، نهایت بهره



ژئوپارکهای ملی و جهانی در ژاپن - ظرف ۱۲ سال اخیر، تعداد ۳۴ ژئوپارک ملی و ۹ ژئوپارک جهانی برای حفاظت از میراث زمین شناسی، توسعه گردشگری پایدار - به ویژه با تمرکز بر «زمین گردشگری» و همگانی سازی علم زمین شناسی در بین مردم ژاپن - به ثبت رسیده است. اما در کشور بزرگی مانند ایران، فقط یک ژئوپارک جهانی وجود دارد. ژئوپارکهای ملی در ایران فقط ساختار اداری تازه تاسیس دارد و با وضعیت مطلوب فاصله بسیاری وجود دارد چراکه گلی مختاری و همکاران (۱۳۹۷) می نویسند: طبق پیش بینی (نکوئی صدری، ۱۳۹۰)، دست کم پنجاه منطقه بالقوه برای شناسایی، تاسیس، بهره برداری در ایران جهت ثبت به عنوان ژئوپارکهای جهانی وجود دارد. نتایج این مطالعه نشان می دهد وجود تنوع زمین ساخت غنی به همراه ژئوسایت های تعیین شده در این پژوهش، در ابتدا به منظور حفاظت زمین شناختی و سپس به منزله ی منطقه ای نوید بخش جهت توسعه صنعت ژئوتوریسم از طریق تاسیس ژئوپارکهای آتی در این ناحیه می تواند مد نظر قرار گیرد. چراکه برای نمونه بخش بیستون در منطقه هرسین در پای کوه بیستون واقع است. در دامنه کوه بیستون چند غار به نام های مرتاریک، مر دو در، مرخر و شکارچیان وجود دارد که همگی مربوط به دوره پارینه سنگی میانی هستند و موادی چون استخوان های انسانی و جانوری و ابزارها و تراشده های سنگی و استخوانی در آن ها کشف شده است و اکنون ۲۸ اثر از آثار تاریخی کوه بیستون در فهرست آثار ملی ایران و ۱۳ اثر همراه سنگ نبشته بیستون در ۸ ژوئیه ۲۰۰۵ در فهرست میراث جهانی یونسکو به ثبت جهانی رسیده اند یکی از جالب ترین آثار کوه بیستون، شیرین خفته یا بانوی خفته است (شکل ۳۱) و طبق زمین - اسطوره شناسی محلی، گفته می شود که فرهاد محبوب خود، شیرین را به این وسیله تصویر سازی کرده است و به همین دلیل، به آن شیرین خفته می گویند. در نتیجه تمامی

برداری اجتماعی، اقتصادی و حفاظتی انجام گیرد. چون نخستین کار برای تاسیس ژئوپارک، شناسایی ژئوسایتهاست. اختصاص ارزشهایی مثل آموزشی و پژوهشی و ... در مورد تنوع زمین ساختی یک منطقه آنها را تبدیل به میراث زمین ساختی یا ژئوسایت می نماید و در این صورت با تاسیس ژئوپارک (زمین گردشگاه)، مورد صیانت و بهره برداری زمین شناسی تفریحی^۱ قرار می گیرند. این امر منافاتی با زیبا نبودن یک پدیده زمین شناسی ندارد چراکه (صدری، ۲۰۲۱) اذعان می دارد حتی یک دانه ماسه را می توان در صورت استفاده از ابزار تفسیر میراث زمین شناختی به عنوان یک جاذبه به مردم عرضه کرد و داستان جذاب زمین شناسی یا ژئومورفولوژی آن را به مردم ارائه کرد. چنانچه (هوز، ۱۹۹۵) در ارائه نخستین تعریف ژئوتوریسم خود در جهان، تقریر نموده است که ژئوتوریسم فراتر از بحث زیبایی شناسی است که متاسفانه در ایران به غلط در میان برخی زمین شناسان جزو پندارهای اشتباه رواج یافته است (نکوئی صدری، ۱۳۹۱) و به اشتباه چنان جا افتاده است که گویی به پدیده ژئوتوریسمی باید از لنز دوربین عکاسی نگریست! بنابراین این مقاله مخلوطی از معرفی پدیده های ساختاری است که با ارتباط یافتن این ساختارها با زمین گردشگری بصورتی که در درون ژئوپارکها قرار گیرند ارزش گردشگری نیز خواهند یافت. اما پیش از نگاه به گردشگری، آنچه در جهان امروز از اواخر قرن بیستم مطرح و در قرن بیست و یکم در قالب ژئوپارکهای جهانی تحت حمایت سازمان یونسکو پیگیری می شود موضوع به رسمیت شناخته شدن میراث زمین شناختی و لزوم حفاظت از این میراث است، فارغ از آنکه ارزش گردشگری داشته باشد یا خیر. کشورهای گوناگون جهان گامهای بزرگی برداشته اند برای نمونه، وفاداری و کوپر (Vafadari and Cooper, 2021) در مورد تعداد ژئوپارکهای کشور ژاپن اذعان می دارند که از سال ۲۰۰۸ میلادی تاکنون - یعنی از زمان شروع تاسیس



-حسینی دوست، س.ج.، تواضع، ز.، سهندی، م.ر.، ۱۳۹۴. شواهد و تحلیل ساختاری در پهنه برخوردی زاگرس مرتفع (صحنه - هرسین). مجله زمین ساخت دانشگاه بیرجند.

-سعیدی - شهری، س. و زرندیان، ن.، ۱۳۹۴. ارزیابی توانمندیهای ژئومورفوتوریستی لندفرما: مطالعه موردی منطقه جنوب غربی شهرستان گناباد، فصلنامه علمی-پژوهشی مطالعات مدیریت گردشگری، سال دهم، شماره ۲۹، فصل بهار ص ۴۵ تا ۶۷.

-شهیدی، ع.ر.، نظری، ح.، ۱۹۹۵-۱۹۹۶. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰. هرسین سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

-صدر، ا.ح.، ۱۳۸۸. تحلیل ساختاری پهنه ی برخوردی کوهزاد زاگرس در غرب الیگودرز، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس.

-قاسمی، م.ر.، ۱۳۸۷. پایه های زمین شناسی ساختمانی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

- گلی مختاری، ل.، نگهبان، س.، شفیع، ن.، ۱۳۹۷. تحلیل مقایسه ای ژئودایورستی (تنوع زمین شناختی) در حوضه های شمال غربی استان فارس، مجله پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال هفتم، شماره ۳، زمستان ص ۱۵۱ الی ۱۶۳.

-مقصودی، م.، برزکار، م.، عباسی، م.، مرادی، ا.، ۱۳۹۳. «ارزیابی توانمندیهای ژئوتوریسمی ژئومورفوسایتهای شهرستان مهاباد» فصلنامه علمی-پژوهشی مطالعات مدیریت گردشگری، سال هشتم، شماره ۲۵، فصل بهار، صفحات ۸۱ الی ۱۰۷.

پدیده های زمین شناختی مذکور در این نمونه، ژئوسایتهای فرهنگی این منطقه به شمار می روند ازاینرو در این منطقه مستعد از منظر میراث زمین شناختی و سایر میراث فرهنگی و طبیعی، با توجه به ارزشهای شناسایی شده و طبقه بندی شده در این پژوهش (جدول ۲) و نقاط موجود بر روی نقشه (شکل ۲۸)، مطالعات بعدی بیشتری را برای ارزیابی های بیشتر، دقیق تر و همچنین تعیین محدوده ژئوپارک و زیرساختهای آن می طلبد. امیدست پژوهشگران آتی نسبت به سایر تنوع زمین شناختی با روشهای جدید، نسبت به ارزیابی و شناسایی میراث زمین شناختی سراسر ایران، جهت حفاظت از میراث کشور دست یازند.

منابع

-آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، چاپ دوم: انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

-تواضع، ز.، ۱۳۹۲. تحلیل ساختاری منطقه (صحنه - هرسین) کرمانشاه، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه بوعلی سینا همدان.

-حاج علیلو، ب.، نکوئی صدری، ب.، ۱۳۹۰. ژئوتوریسم (رشته زمین شناسی)، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۳۸ ص.

-حسینی دوست، س.ج.، براتی، م.، آلیانی، م.، ۱۳۸۵. بررسی ویژگیهای تکتونیک صفحه ای ناحیه خردشده کرمانشاه با نگرشی بر داده های تکتونیک پترولوژی و کانه زایی مربوط به آن در ناحیه کرمانشاه، گزارش طرح پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا همدان.



Proceedings, Workshop "Geomorphological sites: research, assessment and improvement" (Modena, 19-22 giugno 2002), pp. 42-43.

-Broud, J., 1977. Explanatory text of the Backhtaran quadrangle, Geological Survey of Iran. Map 1: 250000.

-Cannillo, C., Di Gregorio, F., Eltrudis, A., 2005. Map of the geological and geomorphological sites of the Malfatano coast in SW Sardinia: a contribution to the knowledge of the Island's geodiversity; *Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences*; 18(1), 2005 - Volume Speciale, 257-266.

-Čtveráková, I., Fialová, D., Kučera, Z., Chromý, P., 2016. Barriers in functioning of Czech geoparks in the context of different circumstances, *AUC Geographica*, 51, No. 2, pp. 235-246 (<https://doi.org/10.14712/23361980.2016.19>).

-Falcon, N.L., 1967. The geology of northeast margin of arabian basement shield, *Adv.Sci.Lond*, Sept 1967, pp.31-42.

-Grobbelaar, L., Bouwer, S., Hermann, U. P., 2019. An Exploratory Investigation of Visitor Motivations to The Barberton - Makhonjwa Geotrail, South Africa, *GeoJournal of Tourism and Geosites*, Year XII, vol. 25, no. 2, 2019, p.283-292.

-Gray, M., 2004. *Geodiversity: Valuing and Conserving abiotic nature*. John Wiley & Sons, Chichester Publishing. UK.

-Haynes, S.J., McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture Zone, Southern Iran, *Geological Society of America Bulletin*. 85, 739-744.

-Hudleston, P.J., 1973. Fold morphology and some geometric implications of theories of fold development, *Tectonophysics*, 16: 1-46.

-Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous – Tertiary Convergence and Continental Collision Sanandaj-sirjan Zone Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 21, 397-412.

- Panizza M. & Piacente S. 2002. Geosites in the Italian landscape: research, evaluation and valorization. A project of research for a new geological culture - *Geologia dell'ambiente*, Vol. 2/2002, pp.3-4.

-نعمتی، م.، یساقی، ع.، کمالی، م.ر.، ۱۳۸۹. استفاده از ریز ساختارهای بلور کوارتز و کلسیت و شماره‌های درگیر در تحلیل دگرشکلی و برآورد خاستگاه سیستم رورانده‌ی کوهزاد زاگرس در منطقه بختیاری، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۲، صص ۱۸۱-۱۹۴.

-نکوئی صدری، ب.، ۱۳۹۰. ژئودایورستی ایران: نوید ثروت و رفاه مردم ایران!، *مجله نظام مهندسی معدن ایران*، فصل زمستان، شماره ۱۳، صص ۵۶ تا ۵۹.

-نکوئی صدری، ب.، ۱۳۹۱. نگاهی بر صنعت ژئوتوریسم: پیشرفت‌ها، باورهای غلط و تعاریف در ایران، *مجموعه مقالات دومین همایش ملی جایگاه مطالعات ژئومورفولوژی در آمایش سرزمین و مدیریت محیط، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکزی*.

-یزدی، ع و دبیری، ر.، ۱۳۹۴. درآمدی بر ژئودایورستی: به‌عنوان پایه‌ای برای توسعه ژئوتوریسم، *دو فصلنامه علمی زمین شناسی نوین کاربردی*، دوره ۹، شماره ۱۸، صص ۷۴ الی ۸۲.

-یمانی، م.، نگهبان، س.، رحیمی هرآبادی، س.، علیزاده، م.، ۱۳۹۱. ژئومورفوتوریسم و مقایسه‌ی روشهای ارزیابی ژئومورفوسایته‌ها در توسعه گردشگری: مطالعه موردی استان هرمزگان، *مجله برنامه ریزی و توسعه گردشگری*، سال اول، شماره ۱، صص ۸۳ الی ۱۰۴.

Reference

-Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics*. 29, 211-236.

- Barca S. & Di Gregorio F. 1991. Proposta metodologica per il rilevamento dei monumenti geologici e geomorfologici - *Bollettino dell'A.I.C.*, n. 83, pp.25-31.

-Brancucci G. & D'Andrea M. 2002. National project: "Protection of the Italian geological heritage". The test form for the geosites inventory.



-Turner, F.J., Weiss, L.E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw-Hill, Vol.89.447-468.

-Vafadari, K. and Cooper, M. J. M. (2021), "Community Engagement in Japanese Geoparks", in Sadry, B.N. (Ed.), *The Geotourism Industry in the 21st Century: The Origin, Principles, and Futuristic Approach*, Apple Academic Press, Florida, pp. 357-373.

- Vander pluijm, B.A., & Marshak, S., 2004. *Earth Structure an introduction to structural geology and tectonics*, second edition, 21-22.

-Vural, A., 2019. Zenginleştirilmiş jeoturizm güzergahlarına dair farkındalı oluşturulması, eski Gümüşhane-dört konak güzergahı. Gümüşhane Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Elektronik Dergisi. 10(EkSayı), 250-274.

-Wendt, J. A., 2020. Outline of geotourism and geoparks development in Europe. In D. van Merode, D. van Merode (Ed.), *Global Challenges – Scientific Solutions II, proceedings* (pp. 96–101). Eurasian Center of Innovative Development "DARA"

-Ramsay, J.C., Huber, M., 1987. The techniques of modern structural geology, Vol.2: Folds and Fractures: Academic Press, London: 700p.

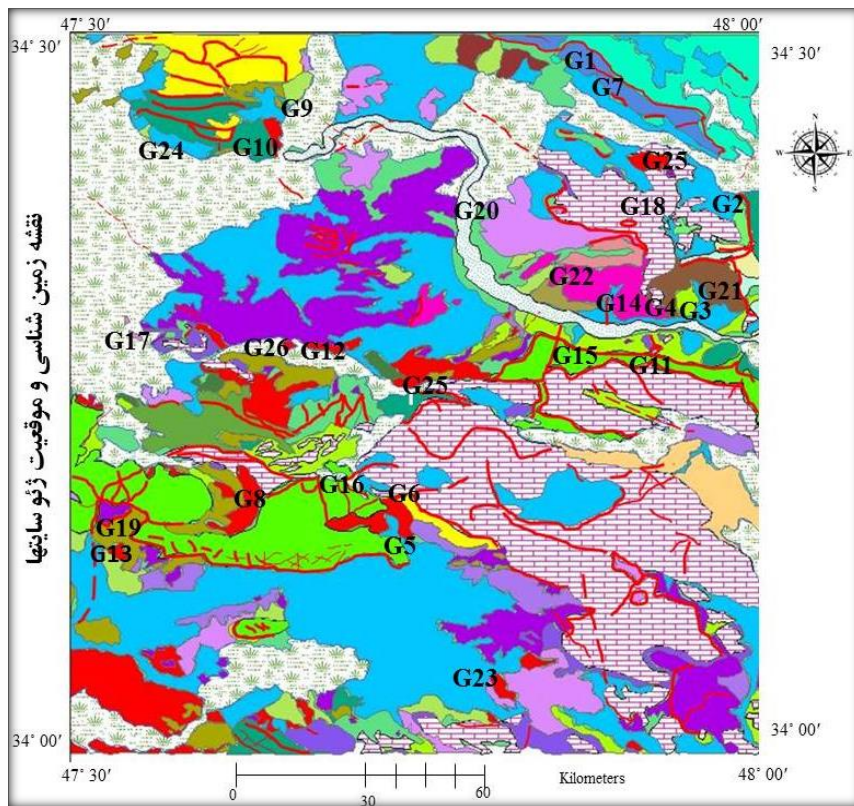
-Sadry, B.N., 2009. *Fundamentals of Geotourism, with special emphasis on Iran*, SAMT publications, Tehran. 220p. English Summary available Online at: <http://physio-geo.revues.org/4873?file=1>.

-Sadry, B.N., (Ed.) 2021. *The Geotourism Industry in the 21st Century, The Origin, Principles, and Futuristic Approach*, Apple Academic Press, Florida.

- Soliman, M. S.A., and Abou-Shouk, M. A., 2017. Predicting Behavioural Intention of International Tourists Towards Geotours, *Geoheritage Journal* 2017, 9:505-517. DOI 10.1007/s12371-016-0200-5.

-Tavazo, Z. & Sadry, B.N. (2020) Investigating Kermanshah Tectonic Geodiversity (Sahne-Harsin) for Geotourism Boom in Western Iran; The 36th International Geological Congress 2-8 March 2020, Delhi, India.

-Tucker, M.E., 1994. *Sedimentary Petrology (an introduction to the origin of sedimentary rocks*, second edition.



- E.CRET** Gray or light thick bedded to massive fine grained oolitic limestone
- QUATERNARY** Aluvium in major stream channales and braded channels
- E.CRET** Gary to light gray thick bedded orbitolina limestone
- Miocene** (tectonically sheared) yeovish thick bedded fossiliferous limestone
- L.CRET** Gray thick bedded to massive limestone
- L.CRET** Inter bedded purple and red radiolarian cherts lutites and pelagic limestone
- L.CRET** Harzburgite
- L.CRET** Peridotis
- L.GUR** Brown to gray thick bedded oolite fitted limestone with and conglomerate
- QUATERNARY** Low level young terrace
- QUATERNARY** Aluvium in major stream channales and braded channels
- L.CRET** Radiolarites bioclastic limestone with interaformational conglomerate
- L.CRET** Olive green ti thick bedded argillaceous recrystallized foliated pelagic limestone
- Miocene** Sandstone polymictic conglomerate and marl (tectonically sheared)
- QUATERNARY** High level old gravel fan
- L.CRET** Isotropic gabro
- EOCENE** Mafic lava flow (spilite with pillow structure) interlayered with abundant tuff and pyroclastic rock
- EOCENE** White to tuff detrital fossiliferous neretic limestone
- L.CRET** Diabase
- PLIO** Marl and detrial deposits with light gray well bedded fresh water fossiliferous limestone
- QUATERNARY** High level old gravel fan
- E.GUR** Undifferentiated black to dark gray slates metavolcanic rocks with quartz veins and minor crystallized limestone
- M.GUR** Serpentine
- E.CRET** Light gray thin- bedded(5-20cm) detrital partly oolitic fetid limestones interbedded with brown- weathering cherts (sarmag unit)
- L.CRET** Ophiolitic melange
- Miocene** Light green calcareous shale
- QUATERNARY** Low level young terrace
- L.CRET** Sub-marine basic with pillow structure (pillow basalts)
- L.CRET** Olive green pencil shale sandston and detrial sandeston and detrial sandy limestone with interaformational conglomerate

G1-راندگی شمال صحنه	G8- چین جاده هر سین	G15-نایپوستگی روستای سرآسیاب	G22-گسل روستای سیاه-چغا
G2-راندگی گردنه امامزاده	G9- راندگی حوالی پارک بیستون	G16- نایپوستگی روستای مله حسن بقعه	G23- چین روپروی معدن جاده هر سین
G3-پهنه برشی علی آباد گروس	G10- راندگی حوالی روستای آهنگران	G17- چین روستای عالی آباد و نهشته های برجا	G24- تاقدیس آهنگران
G4-پهنه برشی حوالی علی آباد گروس	G11- راندگی روبه روی علی آباد گروس	G18- چین روستای درویشان و ساخت مدادیو نهشته های برجا	G25- ناودیس بیستون (شیرین خفته)
G5-راندگی روپروی معدن (جاده هر سین)	G12-راندگی سرآب بادیه	G19- چین روستای چهر	G26: چین شاه آباد
G6-نایپوستگی حسن بقعه	G13-راندگی روستای چهر	G20- درزه های سیستماتیک روستای درکه	
G7-دوبلکس شمال سرآب صحنه	G14- راندگی شمال شرق علی آباد گروس	G21- درزه های علی آباد گروس	

شکل ۳۳: نقشه زمین شناسی و ژئوساینتها مشخص شده تکنونیک منطقه (شهیدی و نظری، ۱۹۹۶-۱۹۹۵)



جدول ۱- واحدهای چینه‌شناسی مشاهده شده در منطقه

نام واحد	توضیحات مربوط به واحدهای چینه‌شناسی مشاهده شده در منطقه (شهیدی و نظری، ۱۹۹۵-۱۹۹۶)	تنوع چینه‌شناسی مشاهده شده در منطقه
آهک‌های تشریری	واحد M1 سنگ آهک‌های تخریبی با رنگ هوازده قهوه‌ای زرد و رنگ تازه خاکستری روشن می‌باشد و دارای رگچه‌های کلسیت، فسیل دو کفه‌ای از نوع استرا، خارپوستان، شکم‌پایان، بریوزوئر، هیدروزوتر و آلنگ هستند و از نظر طبقه‌بندی نازک لایه ۱۵ تا ۲۵ متر است و سن آکی تانین- بوردیگالین دارد و در دریای کم‌ژرف و نسبتاً گرم نهشته شده‌است.	
کنگلوмера	این واحد در قاعده سنگ‌های متعلق به میوسن قرار دارد و با سطح تماس ناپوسته از نوع آذرین‌پی بر روی سنگ‌های مجموعه افیولیتی قرار گرفته‌است. ستبرای ۴۰ تا ۶۰ متر و در نواحی مختلف فرق دارد. طبقه‌بندی از نوع ستبرلایه ۴۰ تا ۹۰ متر است. در بعضی نواحی به شدت برشی شده و قطعات آن به علت لغزش شدید بودیناز مانند شده‌است. بر روی آن آهک‌های دارای سن آکی تانین- بوردیگالین است. و از اینرو برای کنگلومرا سن میوسن آغازی در نظر گرفته‌اند.	
آهک بیستون	اغلب بلندی‌ها را در منطقه تشکیل می‌دهد. دارای رنگ هوازده قهوه‌ای و رنگ تازه خاکستری روشن و کرم است و از نوع ستبر لایه ۲۴ تا ۳۵ سانتی‌متر. گرهک‌های سیلیسی به ندرت و رگچه‌های کلسیت به مقدار فراوان دارد و سن آن ژوراسیک میانی - پایانی را در نظر می‌گیریم.	
رادپولاریت لایه لایه و نودولی- آهک‌های میان‌لایه‌ها رادپولاریت	سنگ‌های رادپولاریتی چین‌خورده دارای قطعات آهکی با ستبرای ۱۰ سانتی‌متر و میان لایه‌های ژاسپ است. دارای شیل‌ها و طبقات رادپولاریت نازک لایه هستند. تنها فسیل رادپولر دارد و برای آن سن ژوراسیک پایانی- کرتاسه پایانی در نظر گرفته‌شده با واحدهای J2-3 I-J3k2I هم‌ارز به نظر می‌رسد.	
دیاباز	سنگ‌های دیاباز ارغوانی که با سطح تماس گسله‌اند با نشانه db به سن کرتاسه پسینیه نقشه در آمده و نمونه‌های آن در زیر میکروسکوپ نشانگر بافت افیتیک- اینتر سرتال می‌باشد.	
دایک‌های- صفحه‌ای	این دایک‌ها قبلاً توسط پژوهشگران (حسینی دوست و همکاران، ۱۳۹۴) پلاژیوگرانیت نامیده شده است اما در مطالعات دیگر (آلیانی، شفاهی، ۱۳۹۲) آنرا لوکوگابرو معرفی کرده‌اند.	
گابرو	شامل سنگ‌های دیاباز ارغوانی که با سطح تماس گسله نسبت به دایک‌های فوقانی خود قرار دارند. سن آنها کرتاسه پسین می‌باشد و در زیر میکروسکوپ نشانگر بافت افیتیک- اینتر سرتال می‌باشند. db	
پریدوتیت	سنگ‌های اولترابازیک تفکیک نشده که از هارزبوژیت دونیت و سرپانتینیت تشکیل یافته و دارای سن کرتاسه پسین می‌باشند. pd	



جدول ۲: طبقه بندی تنوع زمین ساختی و ارزیابی میراث زمین شناسی منطقه با استفاده از روش ارزیابی ویژگیهای ژنتیکی/انتخابی ها								
فرآیندهای تکوین یا پیدایش	سایتهای تنوع زمین ساختی			توضیحات	سطح اهمیت	ارزیابی		
	منطقه ای	خطی	نقطه ای			مثالی از تحولات زمین شناسی و ساختاری	شواهد کزبر استراتیگرافی	شواهد محیط های قدیمه
ساختارهای تکنونیک			G1	گسل شمال صحنه	منطقه ای ۴۴۴	✓		✓
			G2	گسل گردنه امامزاده	محل	✓		✓
			G3	پهنه برشی علی آباد گروس	محل	✓		✓
			G4	پهنه برشی حوالی علی آباد گروس	محل	✓		✓
			G5	راندگی روبروی معدن (جاده هرسین)	محل	✓		✓
			G6	راندگی حسن بقعه و ناپوستگی	منطقه ای	✓		✓
			G7	دو پلکس شمال صحنه	محل	✓		✓
			G8	چین جاده هرسین	منطقه ای	✓		✓
			G9	راندگی حوالی پارک بیستون	منطقه ای	✓		✓
			G10	راندگی حوالی روستای آهنگران	منطقه ای	✓		✓
			G11	راندگی روبروی علی آباد گروس	منطقه ای	✓		✓
			G12	راندگی سرآب بادیه	منطقه ای	✓		✓
			G13	راندگی روستای چهر	منطقه ای	✓		✓
			G14	راندگی شمال شرق علی آباد گروس	منطقه ای	✓		✓
			G15	راندگی روستای سرآسیاب و ناپوستگی	منطقه ای	✓		✓
			G16	راندگی روستای مله حسن بقعه	منطقه ای	✓		✓
			G17	چین روستای عالی آباد	محل	✓		✓
			G18	چین روستای درویشان و ساخت مدادی	محل	✓		✓
			G19	چین روستای چهر	منطقه ای	✓		✓
			G20	درزه های سیستماتیک روستای درکه	محل	✓		✓
			G21	درزه های علی آباد گروس	محل	✓		✓
			G22	گسل روستای سیاه-چغا	محل	✓		✓
			G23	چین روبروی معدن جاده	محل	✓		✓
			G24	تاقدیس آهنگران (با سنگ نشه بیستون)	بین المللی	✓		✓
			G25	ناودیس بیستون (شیرین خفته)	ملی	✓		✓
			G26	چین های شاه آباد و کلیپ تکنونیک	منطقه ای	✓		✓
			G27**	چین روستای بابا زید و ندول جرت	محل	✓		✓
			G28**	درزه های روستای سرآسیاب	محل	✓		✓
			G29**	چین گرمیانک	محل	✓		✓
			G30	نهشته های برجاده مراد خان	محل	✓		✓
			G31	نهشته های برجاده عالی آباد	محل	✓		✓
رسوبی و کارستی		G32*	غارهای پراو، قوری قلعه (به عنوان اورست غارهای جهان)، چناران، شکارچیان، حسین کوه کن، دو اشکفت، کاوات، مرل اشکفت ۳	بین المللی	✓		✓	

* به علت اهمیت وجود تنوع کارستیک در منطقه مورد مطالعه و مرتبط نبودن با عنوان پژوهش حاضر (تنوع تکنونیک و میراث زمین ساختی)، در اینجا یک مورد برای جلب نظران پژوهشگران آتی برای شناسایی محدوده احتمالی ژئوپارک مستعد آتی برای مطالعات بعدی پژوهشگران ذکر شده است

** تعداد ژئوسایتهای توصیف شده در متن به علت محدودیت تعداد صفحات این مقاله پژوهشی شامل این سه مورد ژئوسایت (۲۷، ۲۸ و ۲۹) با دو ستاره و ژئوسایتهای مورد آخر جدول (جی ۳۲) با یک ستاره نمی شود. مطالعات صحرایی این پژوهش وجود چنین مواردی را نشان داد که بر روی نقشه (شکل ۲۸) نشان داده شده اند. مطالعات بیشتر در رابطه با شناسایی سایر میراث و محدوده ژئوپارک جدید به تحقیقات آتی موقوف می شود.

*** مراد از اهمیت منطقه ای، درین چند استان در یک منطقه می باشد.

(ماخذ: پژوهش حاضر)